国外油气勘探开发新进展丛书

GUOWAIYOUQIKANTANKAIFAXINJINZHANCONGSHU



Principles of Sequence Stratigraphy

层序地层学原理

[加] 奥克塔文·卡图尼努 著

吴因业 等译



石油工业出版社

目　录

第一章 绪 言

第一节 层序地层学——回顾

一、学科交叉的层序地层学

层序地层学是沉积地质学领域最现代的革命性范例。该学科包含的概念已经在地质思维中产生了根本变化，尤其是在相分析和地层分析方面。在过去的15年中，层序地层学方法被地质科学家作为地层分析的工具优先使用，并与许多学科的观察结果紧密结合。事实上，层序地层学方法的关键在于促使多种资料和多种研究方法的综合。多学科的综合研究导致了更丰富的解释及相应的科学进步。因此，层序地层学方法改善了人们对地层单元、相域、沉积单元在沉积盆地内时间和空间上的相互关系的理解（图1-1）。层序地层学应用范围很广，从石油、煤和沉积矿产的预测勘探，到加深了解地球局部变化和全球变化的地质记录。

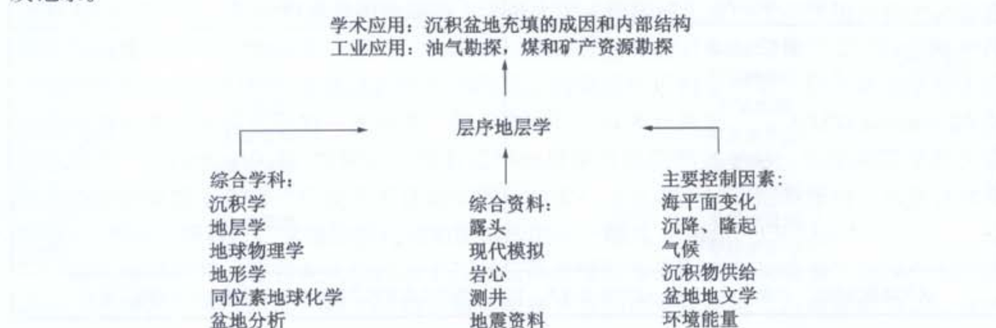


图1-1 学科交叉的层序地层学——主要控制因素、综合资料、学科范围和应用

作用沉积学和经典地层学的常规学科与层序地层学关系密切（图1-2）。层序地层学通常被认为仅仅是地层学的一个类型，主要强调沉积趋势的变化以及与盆地的关系（图1-3）。而这种说法一部分是对的，但人们不应忽略强大的沉积要素，它强调了单一沉积体系限制下的沉积相形成过程，特别是与基准面变化的对应关系。在这种尺度下，层序地层学常常应用于解决和解释相旋回、相组合和相关系问题，以及储层隔层问题。对于大尺度的情况，没有必要应用这一信息。

由于层序地层学方法的"成因"特性，作用沉积学是其不可分割的重要先决条件，是层序地层学的组成部分。在识别岩石记录的层序地层学界面时，作用沉积学在层序地层学分析中的重要性变得非常明显。正像本书详细讨论的一样，包含在地层界面解释中的大部分标志都具有相的成因特性，分析时需要对沉积作用和沉积环境有良好的理解。作用沉积学的重要性在解释不同类型不整合的成因和分布、以及不同部分体系域内相的特征和变化

时也十分明显。不同类型的不整合可以出现在非海相、海岸或完全海相环境。层序地层学的地层学部分包括它在时间格架内的对比能力，通常大于单一沉积体系尺度，尽管沉积相的侧向变化出现在任何沉积盆地。除了与沉积学和地层学密切相关外，层序地层学也开创了沉积相预测能力的新领域，这与工业定向研究有关（图 1–2）。

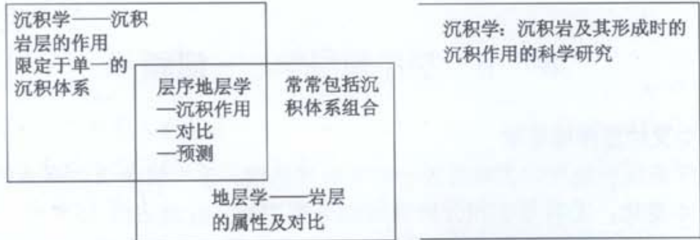


图 1–2　层序地层学与沉积学和地层学常规原理的叠覆关系（定义来自 Bates 和 Jackson，1987）

用于特定沉积体系时，层序地层学有助于理解相的形成过程、相关系以及和基准面变化对应的相旋回。在大尺度下，同时代的沉积体系侧向对比变得更有意义，由此也产生了沉积相成因预测成分，这是基于盆地范围的它旋回因素对沉积作用的控制

地层学	属　性
岩石地层学	岩石
生物地层学	化石
磁地层学	磁极性
化学地层学	化学属性
年代地层学	绝对年龄
异地层学	不连续性
地震地层学	地震资料
层序地层学	沉积趋势
沉积趋势与加积—侵蚀作用、进积—退积作用有关。沉积趋势的变化受控于沉积作用和基准面变化的相互影响	

图 1–3　基于属性分析定义的地层学分类

沉积作用和滨线处基准面变化的相互影响产生了岩石记录的沉积趋势变化，这些变化的分析和（或）对比定义了层序地层学的主要目标

与层序地层学一样，地层学的常规类型，如生物地层学、岩石地层学、化学地层学或磁地层学，既包括资料的收集，也包括对资料的解释。但常规地层对比不需要复杂的解释，而层序地层学解释是基于建立对比模式的解释。因此，层序地层学具有重要的嵌入解释成分，包括异源控制因素在沉积时的重建以及未勘探地区相结构的预测等等。前者引起了强烈的争议，且争议仍在继续，主要在支持相对海平面变化对沉积的控制和构造作用对沉积的控制方面，这对理解地球历史和基本地球作用过程是十分重要的。除了海平面变化和构造作用外，对地层模式的控制因素实际上更广泛，包括附加的沉降机制（如热沉降、沉积压实作用、均衡沉降、弯曲的地壳负荷等）、气候变化的轨道力、沉积供给、盆地地文学和环境能量（图 1–1）。另外，在相预测能力的经济方面，它提供了一个具有新的强大分析工具和对比工具的自然资源勘探工业领域。

尽管层序地层学具有其固有的成因特性，人们也不应把它当作基于资料解释的胜利，或当作独立于其他地质学科的一种方法。事实上，层序地层学形成于许多已有的资料来源之上，需要良好的沉积学和相分析知识，并把沉积地质学的广泛领域与地球物理学、地形学、绝对和相对测年技术及盆地分析相结合。正像任何其他模式一样，层序地层学模式的可靠性也依据于输入资料的质量和变量，因此建议把尽可能多的资料综合进去。层序地层学分析最常见的资料来源包括露头、岩心、现代类比、测井和地震资料（图1–1）。

除了地层本身的相分析（常规沉积学的主要关注点）外，层序地层学也重点强调了分隔特定沉积趋势表征的地层间的接触关系。这种接触关系代表了事件意义的界面，标志着沉积体系的变化，对于区域对比及在特定沉积体系内了解其相关性十分重要。可是，地层接触关系的研究也不能与地层的相分析相割裂，因为后者经常会提供界面识别的鉴别标志。

二、层序地层学——沉积地质学的革命

层序地层学是沉积地质学一系列主要革命中的第三次（Miall，1995）。每次革命都产生了范例性的质变，改变了地质科学家解释沉积地层的方法。

第一次突破是在20世纪50年代和60年代早期，以发展了水系概念和相应的沉积作用/沉积响应相模式为标志（Harms和Fahnestock，1965；Simons等，1965）。第一次革命从水动力学观点提供了统一解释理论，了解沉积构造的成因，在沉积体系内预测相组合。20世纪60年代开始，板块构造学和地球动力学概念引入到区域尺度的沉积作用分析中，标志着沉积地质学的第二次革命。最终，这两项初期的概念突破或革命导致了20世纪70年代盆地分析的发展，为沉积盆地成因研究和沉积史研究提供了科学框架。层序地层学标志着沉积地质学第三次和最新的一次革命，始于20世纪70年代晚期，以AAPG Memoir 26期刊物出版（Payton，1977）为标记，尽管层序地层学可以追溯到更早。层序地层学作为学科间的方法发展了起来，它混合了自源作用（如来自体系内部）和他源作用（如来自体系外部），形成了解释沉积盆地的演化和地层结构的统一模式（Miall，1995）。

层序地层学的成功和大众化得力于其在成熟盆地的油气勘探和尖端油气勘探中的广泛应用，其中基于资料和基于模式的侧向相变预测及垂向相变预测都可以明确的表达。这些预测模式被证实在油气勘探中对于减少岩石学预测风险尤其有效，对于煤和矿物资源勘探应用层序地层学方法的需求也在增加。

第二节　层序地层学的发展历史

一、早期的发展

层序地层学通常被认为是从20世纪70年代的地震地层学发展而来。事实上，大多数与层序地层学直接相关的调查沉积作用、不整合和基准面变化的研究都早于地震地层学（例如，Grabau，1913；Barrell，1917；Sloss等，1949；Wheeler和Murray，1957；Wheeler，1958，1959，1964；Sloss，1962，1963；Curray，1964；Frazier，1974）。早在18世纪，Hutton就认识到侵蚀作用、沉积搬运和沉积作用随时间的周期性重复，建立了如今称之为“地质旋回”的基础。Hutton的观察可以看作是地层旋回学的第一次解说，它把岩石记录应用不整合进一步划分出重复序列。Barrell（1917）强调不整合和基准面变化间的联系，认为基准面控

制的沉积作用会产生地层系列的突变、分隔，从而可以进一步划分。

Sloss 等（1949）介绍的术语“层序”指出是以地面上的不整合为界的地层单元。Sloss 强调了这些不整合层序边界的重要性，并且北美内克拉通盆地整个显生宙地层划分为 6 个主层序（Sloss，1963）。Sloss 也强调构造作用对层序形成和边界不整合的重要性，这一思想今天已被广泛接受，但在地震地层学的早期被过分看重。值得注意的是，Sloss 原来的“层序”指不整合为界的地层体，或大于群或超群（Krumbein 和 Sloss，1951），这限制了“层序”概念的应用能力，仅仅对区域尺度的地层研究有用。地层“层序”的含义随后扩展到了包括任何“相对整一的成因上有联系的地层序列”（Mitchum，1977），不受时间和空间尺度的限制。地层学中“层序”概念发展的同时，20 世纪 60 年代和 70 年代的沉积学家也重新定义“层序”的含义为具有内在联系的、可预测的沉积相垂向序列（Pettijohn，1975），反映了沉积环境的自然演化。这一思想在 Reading（1978）和 Selley（1978a）的标志性著作中进一步得以保存。相层序的例子在沉积学意义上，包括三角洲相向上变粗的序列（今天许多地层学家称之为准层序），或河道充填的重复，典型曲流河体系的侧向加积和越岸结构单元（这可能是地层意义上的部分特定体系域）。20 世纪 70 年代晚期和 80 年代的地震地层学和层序地层学的发展使术语“层序”在地层学文献中得以重获新生，成为其主要研究方法，并延用至今。因此，区分层序地层学中的“层序”和沉积学中的“相层序”十分重要（见 van Loon，2000，完全讨论稿）。

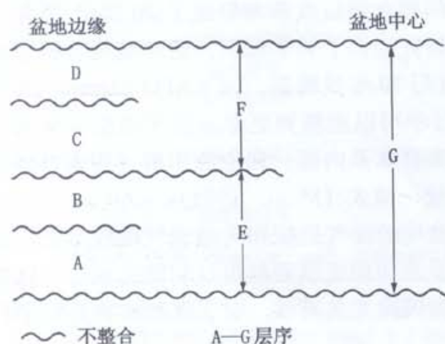


图 1-4 Sloss 等（1949）的不整合为界的层序概念

当盆地边缘出现多个不整合时，盆地中心划出的层序数量常低于盆地边缘等时序列的层序数量

层序地层学时代之前，Sloss（1963）和 Wheeler（1964）提出的不整合为界的层序为地质人员提供了非正规的制图单元，可以用作地层对比，并把岩石记录进一步划分为成因上有联系的地层组合。“不整合为界的单元”的概念（如 Sloss 的层序）在 1994 年被欧洲“国际地层指导组”正规化。地层分析方法受层序边界的侧向不整合所限，局限于盆地边缘。因此，沉积盆地内的制图层序数量会沿倾向从盆地边缘到盆地中心大大减少（图 1-4）。这一限制需要对早期思想进行改进，来发现延伸层序边界到整个沉积盆地的方法。“相对应的整合”概念的引入，把盆地边缘的不整合延伸到了盆地中心，标志着现代地震地层学和层序地层学的诞生（图 1-5）（Mitchum，1977）。现代层序的优势在于其层序界面具有一致性，全盆地范围分布，因此盆地边缘的层序数量等于盆地中心发现的层序数量。由于相对应的整合面与基准面变化的参考曲线不一致，这种由不整合或其相对应的整合面为边界的新层序保留使用，但被认为不正规，到目前还没有被欧洲或北美地层命名委员会所批准。但是，这种使用方法已在过去 20 年的科学文献上被广泛接受。

二、层序地层学时代——海平面升降和构造作用对沉积的控制

地震地层学在 20 世纪 70 年代由 Vail（1975）和 Vail 等（1977）发展起来。这种分

析地震反射资料的新方法刺激了层序地层学的革命，对地质界的冲击犹如20世纪50年代后期和60年代早期引入水流体系概念和20世纪60年代引入板块构造理论一样（Miall，1955）。地震地层学的概念与全球海平面旋回图一起发表（Vail等，1977），这基于一个假设，即海平面变化是形成地层旋回的主要驱动力。地震地层学和全球旋回图因此引入到地质界，成为新地层学方法不可分割的一部分。当地震地层学与露头、井资料结合，并入到层序地层学后，这一理论也在早期被带入了层序地层学中（Posamentier等，1988；Posamentier和Vail，1988；Van Wagoner等，1990）。后来发表的文献（如Hunt和Tucker，1992；Posamentier和James，1993；Posamentier和Allen，1999）改变了重点，从海平面变化转到了海平面和构造作用的混合，术语为"相对海平面"。然而，早期提出的全球海平面模式（Vail等，1977）对常规地层学的从业者提出了两个挑战：层序地层学与全球旋回图关联时，建立了地质时间的精确标准，与常规等时地层证据可以结合；另一方面，地层作用受全球海平面影响，却排斥其他异源机制包括构造作用（Miall和Miall，2001）。虽然全球旋回图现在处于缜密的推敲和鉴定中（如Miall，1992），但全球海平面模式仍在一些近期文献中用于层序地层学分析（如de Graciansky等，1998）。

与占市场份额多数的海平面驱动的层序地层学相比，其他研究者提出了相反的结果，建议构造作用作为地层旋回的主要驱动力，并提出了研究方法。这种层序地层学的版本称之为"构造地层学"（如Winter，1984）。这两种学派的主要缺点在于把主要异源因素对可容空间的控制进行由原因推结果的解释，机械地套用于任何层序的厘定中，这给人的印象是，层序地层学是人为解释的，而不是基于资料的经验方法。这种层序地层学的由原因推结果的解释方法导致了大量的批评，出现了不必要的阴影，否则沉积地质学会有真正重要的进步。要弥补层序地层学的这种伤害，只需理解基准面变化由海平面变化和构造作用力的结合所控制，任何异源机制的主控因素都可以在一个又一个的实例基础上进行评估。清楚的是，层序地层学需要与全球海平面模式分离，更客观的分析应基于实验证据，且可以在露头或地表实际观察到。这种认识来源于最早提出全球旋回图的Exxon研究组："每个地层单元要通过地层的物理关系来定义和识别，包括单元的侧向连续性、界面几何特征、垂向叠加方式和单元内部地层的侧向几何形态。形成厚度、形成时间、区域或全球的成因解释不用于定义地层单元……，而可以在测井、岩心或露头加以识别，用于建立地层格架，而不解释其与海平面变化的关系"（Van Wagoner等，1990）。

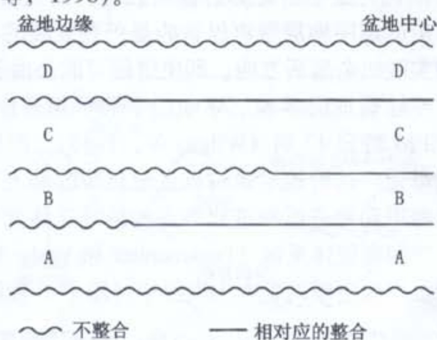


图1-5　地震地层学和层序地层学定义的层序概念

相对应的整合允许层序沿整个沉积盆地追踪；A—D为层序

从强调海平面变化到20世纪90年代强调相对海平面变化，标志着层序地层学的重要转向（如Hunt和Tucker，1992；Christie-Blick和Driscoll，1995）。这样，特定海平面或构造作用不再强加于层序、体系域或地层界面上。相反，关键界面和界面间的地层单元，被认为与更"中立"的相对海平面变化曲线有关（基准面），这使异源对可容空间的控制因素

得以平衡。

三、层序模式

层序的概念很好，或者说被接受了，就像定义它的边界一样。作为原理，当边界的定义仅限于个别从业者的鉴别时，地层单元的正规化也就没有用处了。Sloss 等（1949）定义的不整合为界的层序，由于不整合概念清楚且几乎没有争议已经被广泛使用（1994 年国际地层指导组已经正式承认）。引入相应整合面作层序边界而对层序原始概念的修正，既是进步，也导致了地震地层学和层序地层学时代的争议。争论的主要来源在于相对应整合面的特征、时间性和制图能力，导致了大量不同的层序定义方法，和目前使用的层序模式各自都有一套术语和边界界面。这导致了术语的增殖和混乱，使思想和结果的交流产生障碍。一定时间后，随着学科的成熟和术语的改进，许多障碍会消失。同样，层序厘定方法的可变性也是引起混乱的原因，当地质家更注重地层的成因而不是术语本身或概念形式时，这会变得不太有争议，或许不那么重要。目前层序地层学方法不同的原因包括：关于层序旋回性控制因素的假设、建立模式有关的盆地类型、选择发育模式的概念进展。争议的持续可以认为是学科成熟的健康表现，因为科学是持续发展的，正如其本身的发展规律一样。目前的层序地层学可以认为是仍在发展的领域，正在引领沉积地质学走向令人兴奋的概念和实践机会的新方向，即使道路可能会由于意见不一致和争议而充满曲折。

地震地层学和层序地层学的早期著作发表于 AAPG Memoir 26 期（Payton，1977）和 SEPM 特刊 42 期（Wilgus 等，1988），产生了沉积层序的定义，作为层序地层学模式的初期单元。这种地层单位以盆地边缘的陆上不整合和盆地中心的相对应整合为界。沉积层序按海退到海进或海进到海退的滨线迁移变化的内部界面进一步划分为低位体系域、海侵体系域和高位体系域（Posamentier 和 Vail，1988）。成因沉积层序的变化出现在几个稍作调整的沉积层序模式版本出版物中（图 1–6 和图 1–7）。

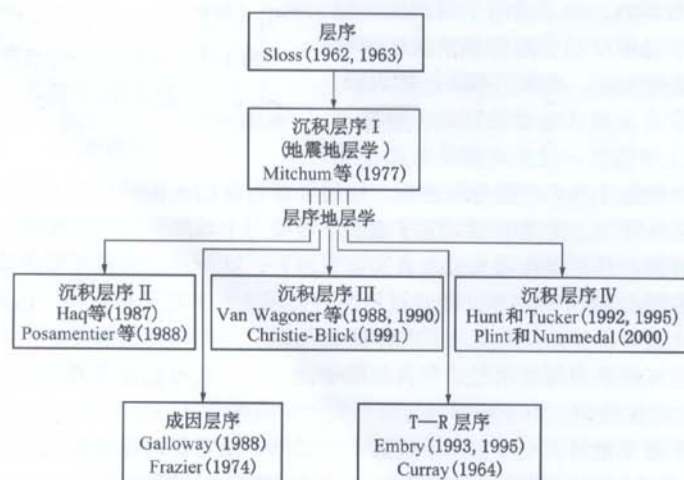


图 1–6　层序地层学的系谱树（据 Donovan，2001 修改）

不同层序地层学模式的主要区别在于把地层纳入层序的概念方式的差异，如岩石记录中所划分的层序边界的不同

事件 \ 层序模式	沉积层序Ⅱ	沉积层序Ⅲ	沉积层序Ⅳ	成因层序	T—R层序
	HST	HST早期	HST	HST	RST
海侵结束					
	TST	TST	TST	TST	TST
海退结束					
	LST晚期（楔状体）	LST	LST	LST晚期（楔状体）	
基准面下降结束					
	LST早期（扇体）	HST晚期（扇体）	FSST	LST早期（扇体）	RST
基准面下降开始					
	HST	HST早期（楔状体）	HST	HST	

层序边界
体系域边界
体系域内部界面

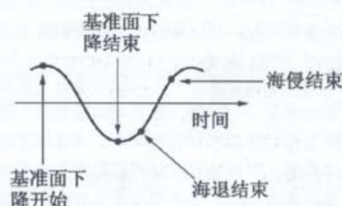


图 1-7　目前使用的层序模式中体系域和层序边界的时间属性（据 Catuneanu，2002 修改）
沉积层序Ⅱ层序边界的整合部分原被认为形成于海平面下降早期（Posamentier 等，1988），后来调整为海平面下降的起始点（Posamentier 等，1992b），如图所示。除这些经典模式以外，其他混合模式也在使用，例如沉积层序Ⅳ识别出四个体系域，但其层序边界与层序Ⅱ一致（Coe，2003）。LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；RST—海退体系域；T—R—海侵—海退

SEPM 特刊 42 期出版后不久，Galloway（1989）在 Frazier（1974）基础上提出了最大洪泛面可以用作层序边界，而不是陆上不整合。这种单元称之为成因地层层序，也即海退—海侵层序（R—T）。Embry 和 Johannessen（1992）提出了第三类地层单元，称之为海侵—海退层序（T—R），与海侵及海退滨线迁移的完整旋回有关（图 1-6、图 1-7）。

目前使用的不同层序模式主要差异在于地层记录的概念包装方式不同，与基准面变化的参考旋回有关的体系域和层序边界使用不同的时间（图 1-6、图 1-7）。各种层序模式在特定情况下使用效果很好，但没有一种可以在所有案例中都适宜（Catuneanu，2002）。层序地层学文献所提到的这些主要方法，主要是被 EXXON 小组（Posamentier 和 Vail 等，1988）大众化，也有一部分是被 Galloway（1989）和 Embry 及 Johannessen（1992）推广的。本书将详细讨论每种方法的应用能力和实际局限性。

第三节 层序地层学方法

一、术语

图 1–8 和图 1–9 提供了层序地层学最常见的定义和层序地层分析中的主要地层单元。与其他地层学类型（包括异地层学）相比，层序地层学尽管已经在地质文献中广泛接受，但到目前为止既没有正式进入北美地层命名码，也没有进入国际地层指导组。原因是其缺乏一些基本原理的统一意见，包括层序的定义（如哪个界面作为层序边界），以及难以标准化的复杂术语的增殖。

层序地层学的定义
层序地层学（Posamentier 等，1988；Van Wagoner，1995）：研究时间地层格架内的岩石关系，格架内可重复的、成因上有联系的地层以侵蚀面或无沉积面或相对应的整合面为界
层序地层学（Galloway，1989）：分析可重复的、成因上有联系的沉积单元，该单元部分以无沉积面或侵蚀面为界
层序地层学（Posamentier 和 Allen，1999）：分析存在于地层序列中的旋回沉积模式，其发育与沉积物供给及可供沉积物堆积的空间之间的变量有关
层序地层学（Embry，2001a）：识别和对比代表沉积岩沉积趋势变化的地层界面。这些变化由沉积作用、侵蚀作用和基准面振荡的相互影响引起，可以通过沉积学分析及几何关系来确定
注意将沉积作用与基准面变化分开。同时注意以下重要的关键词： —旋回性：一套层序是一个旋回，即它与地层旋回一致。 —时间格架：全盆地对比的等时沉积体系。其提供了定义体系域的基础。层序地层学早期，通过全球海平面变化模式，以时间线作为界面。现在独立的时间控制需要大尺度对比。 —成因上有联系的地层：在层序内部没有主要的间断面

图 1–8　层序地层学的定义

从最简单的意义上讲，层序地层学就是分析基准面变化与沉积响应的学科，研究尺度可以从单一沉积体系到全盆地尺度

层序地层学预期的沉积记录的构成主体
沉积体系（Galloway，1989）：记录主要古地貌单元沉积作用的三维沉积相组合
沉积体系（Fisher 和 McGowen，1967；Van Wagoner，1995）：成因上与活动的（现代）沉积作用或推测的（古代）沉积作用及环境相联系的三维岩相组合。 沉积体系代表相关沉积环境的沉积产物。它们侧向上逐渐变为统一体系，形成逻辑上相关的古地貌单元（比较：体系域）
体系域（Brown 和 Fisher，1977）：进一步划分层序的同时代沉积体系的组合。 体系域包括在滨线迁移的特定阶段内全盆地堆积的所有地层。 体系域的解释以地层叠加方式、层序内的位置和边界类型为基础。体系域的时间推测与描述滨线基准面波动的曲线有关
层序（Mitchum，1977）：以不整合或相对应的整合为界的、成因上有联系的、相对整一的地层序列。 层序和体系域以盆地沉积史中有特定事件意义的关键地层界面为界。这些界面可以是整合面或不整合面，标志着沉积体系越界有变化。 层序与沉积趋势变化的完整地层旋回一致。界面的整合或不整合特征不是层序厘定过程的结果，也不反映层序保存程度
层序、体系域和地层界面的概念独立于尺度，如形成时间、厚度或侧向延伸。相同的层序地层学术语可用于不同级别的旋回。测井信号不作为定义层序地层学概念的一部分，尽管总体趋势可以通过可预测的体系域叠加模式进行推测。测井偏差的大小会随制图面和地层单元的大小（重要性）而发生变化

图 1–9　层序地层学预期的沉积记录的构成主体

随着观察尺度的增加，地层单元分别与沉积体系、体系域和层序相对应

现在使用几个不同层序模式的事实，并不能完成发现层序定义共同点的任务，问题的关键在于层序边界的位置（无论空间上还是时间上）从一个模式到另一个模式总在变化，某种程度上来说，任何层序地层界面都可以成为层序边界或至少是边界的一部分。然而，层序模式中所有版本的层序边界都包括了不整合和整合部分，这意味着沿用了 Mitchum（1977）（图 1–9）层序的原始定义，结合相对应整合的含义可以满足大部分目前的层序地层学方法。

行话是潜在的干扰，这使得层序地层学方法难以使用。所有层序模式都描述同一岩石，但却使用不同的术语。除了术语障碍和层序边界之外，层序地层学实际上是相对容易的方法。仔细分析不同模式揭示了不同方法间的许多共同点，这些方法具有许多同义术语或相近术语。再者，各种方法间的主要差异在于同一地层序列的概念包装。一旦地质家理解了这些差异，对于特定情况下的特定案例研究就有了使用最佳模式的可行性。前面提到，有必要将层序地层学方法进行统一，这是层序地层学概念进行正规化、标准化的唯一途径。图 1–7 的差异要点显示：①“不一致”的主要部分实际上是语义学，因此容易克服；②层序边界的位置，特别是整合部分随模式而变化。除此以外，所有模式都有个桥梁，即层序类型的进一步划分与基准面变化的同一参考曲线有关，因此在概念上是相当的。所以，这些层序地层学的基本原理作为其正式支柱，最终将被所有地层分析人员接受。但这并不排除作为案例研究功能和（或）得到分析资料方面的分析形式的多样性。

本书试图说明的是，不管层序模式的选择和层序边界的时间性如何，层序地层学的“要害”基本上是由滨线迁移引起的，其特征和时间性控制了所有体系域和边界的形成。除了术语选择的不同，滨线迁移的每一阶段（正常海退、强制海退和海侵）都与具有独特地层叠加样式的体系域形成相对应，用作体系域边界的界面至少部分地构成了层序地层学意义上的界面。这些基本原理对所有模式通用，最终提供了统一层序地层学方法的基础。

二、尺度的概念

注意：层序地层学概念的应用和定义要独立于尺度（图 1–8、图 1–9），这一点很重要。这意味着相同的术语可以用于也应该用于层序、体系域，以及不同时空尺度发育的界面中。这种通用的层序地层学方法可以用于小到几小时形成的水槽实验中（如 Wood 等，1993；Koss 等，1994；Paola 等，2001），大到大陆范围的几百万年形成的尺度。然而，大尺度和小尺度间的层序、体系域和地层界面必须作出区分，这可以通过基于使用调节器如一级、二级、三级等的层级来说明，通常是在相对意义上而不是绝对意义上的。虽然这些术语常常与特定的时间范围有关（Vail 等，1977，1991；Krapez，1996），但在科学文献中并不常见（见 Embry 讨论，1995；Posamentier 和 Allen，1999；Catuneanu 等，2004，2005）。其中一个原因是我们通常不知道研究区涉及的地层单元的尺度（特别是持续时间，以及侧向范围或沿盆地的厚度变化），因此特定尺度特定名词的使用会变得相当主观。无论尺度如何，使用一致性术语的另一个优点是行话会降到最少，使得层序地层学更加好用，更易于被广大读者理解。这部分将在第八章详细阐述，主要涉及层序级别和层序边界级别。

在图 1–9 中的关键概念中，“沉积体系”是基于沉积背景和沉积环境下的定义的常用

（传统）术语。“体系域”和“层序”是特定的层序地层学术语，其定义与基准面及海侵—海退曲线有关。体系域包括了侧向相关的沉积体系的和。层序包括两个或多个体系域，这取决于模式的选择（图 1–7）。层序地层学工作的实际尺度变化很大，这取决于当时存在的问题，可以从沉积体系尺度（也变化很大）到全盆地充填尺度的范围等。用于沉积体系分析时，如古代三角洲（图 1–10），层序地层学主要用于解决接触特征和相关系的细节研究，完成此项研究主要是为了描述在油田勘探生产不同阶段的储层分类级别。用于沉积体系组合尺度时，地层对比成为首要目标，以提供大尺度沉积相分布的格架。

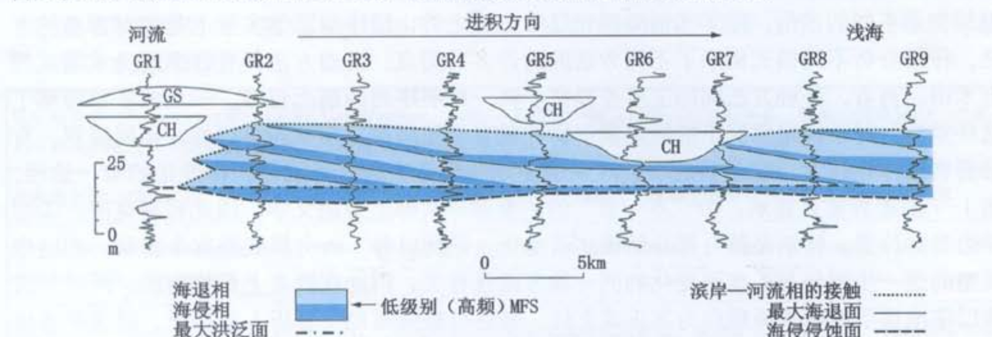


图 1–10　层序地层学研究实例，用于理解三角洲沉积体系的储层分隔性（实例显示 Alberta 中部 Bearpaw 航道晚白垩世海退）

GR—伽马测井；CH—河道充填；CS—决口扇；MFS—最大洪泛面。注意最大洪泛面与细粒沉积物对应，其位置揭示全部进积和三角洲几何体。储层至少包括 5 个分隔的水动力单元，每个单元与三角洲前缘进积阶段有关

上面提到的原理提供了关于层序地层学作为分析范围和尺度功能的目标和潜力的总体思想。人们通常误解层序地层学总是与区域的、大陆的、甚至全球的观察尺度有关（亚盆地、盆地和全球旋回）——其实并非如此，因为层序地层学实际上可以用于任何尺度。一个很好的实例是“东 Coulee 三角洲”的研究（Posamentier 等，1992a），全部层序地层单元（包括经典的体系域）出现在厘米到米级的尺度中（图 1–11）。近年来许多水槽实验中出现的层序可以由实验条件控制（如 Wood 等，1993；Koss 等，1994；Paola，2000；Paola 等，2001）。这些研究对常见的层序模式变量进行了有价值的观察。

三、层序地层学和岩石地层学及异地层学

几乎所有类型沉积盆地的充填研究都需要建立剖面。二维剖面主要有两类：①建立研究层段的等时地层格架或时间格架的剖面；②显示沉积相侧向变化或岩石学的剖面。等时地层格架通过对比层序地层学界面或准确的时间标记物如斑脱土或磁极边界而建立。这里很容易出现混乱，严格地讲，层序地层学界面常常不是准确的时间线，而是一定意义的海侵时间，或者说是不等时的。但由于准确的时间线常常观察不到，地质家只好使用这些界面作为时间线的代替，既注重实效，也可以接受。注意，在一定情况下，大多数研究区至少很接近时间线，因此基本可用。层序地层学界面的穿时程度，以及层序界面的其他类型，将会在第七章详细讨论。

层序地层界面不一定比标志沉积相侧向和垂向变化的穿时界面更容易观察。因此，实践者面临到哪里开始层序地层学解释的进退两难的局面；换句话说，剖面上如何下笔画第

一条线。层序地层学方法具有盆地充填的常规解释，即通过时间增量来说明盆地的沉积物充填。为此，首先要建立时间地层格架，并解释层序地层学界面。然后，层序地层学界面间的剖面要通过认识相接触关系来解释。这两类界面（即时间线和相接触面）分别定义了层序地层学和岩石地层学（图 1–12）。

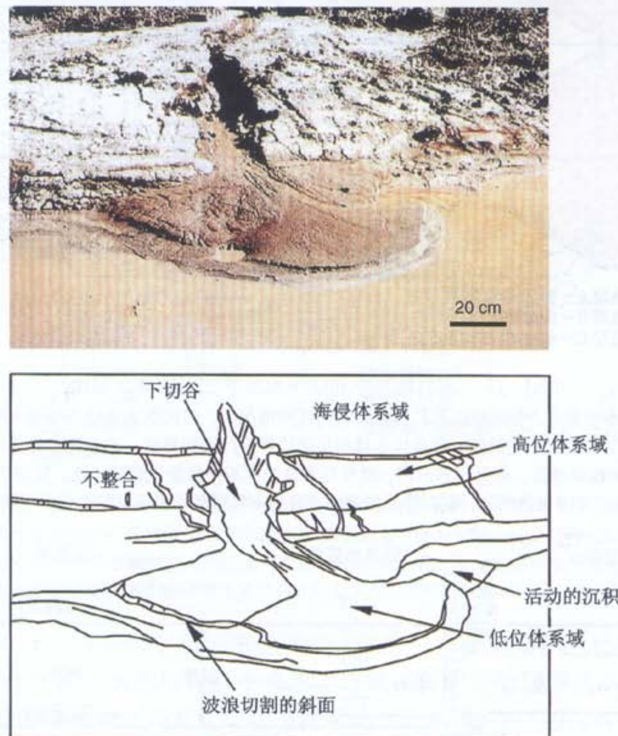


图 1–11　东 Coulee 三角洲（约 1m 宽，修改自 Posamentier 等，1992a；图件得到 H.W.Posamentier 许可）显示层序地层学概念实际上在任何尺度都可以应用。本实例中，高位体系域被保留，局部（池塘）的基准面下降导致随后的下切，形成低位三角洲的下部进积

强调岩石地层学和层序地层学间的内在差异是十分重要的，因为二者分析相同沉积序列时强调的重点不同，或强调不同地层，或强调岩石性质。岩石地层学解决地层的岩石学问题和划分地层单元是基于岩石性质分析（Hedberg，1976）。岩石地层单元间的界面常为不等时的相接触，发育于层序地层学界面为界的沉积体内部。层序地层学研究同时代地层单元的对比，而不考虑沿盆地发育的沉积相的侧向变化，因为沉积相通常是由低穿时界面（即接近同时）为界（图 1–12）。重要的是要注意，通过相分析进行沉积环境解释对于层序地层学而言，比对岩石地层学更为关键，如图 1–13 和图 1–14 所示。这些图显示，即使在一维剖面，层序地层单元相对于岩石地层单元也更会偏移，这是由于它们更强调岩石属性。了解到时间格架内沉积相的垂向和侧向关系有助于不同岩石间的时间线对比。

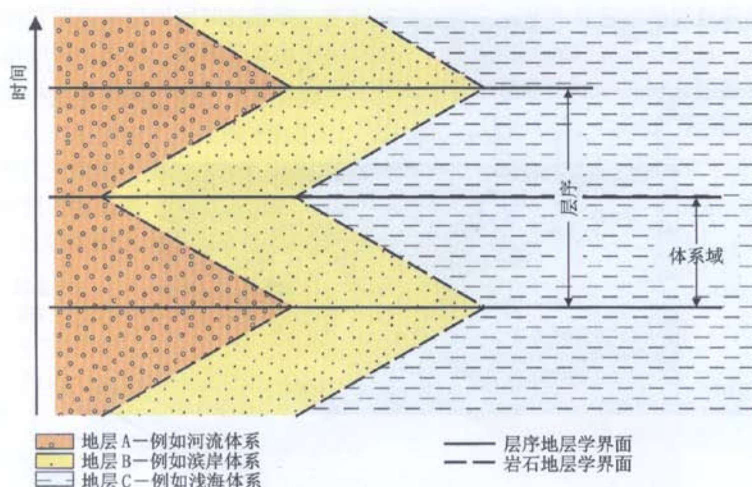


图 1-12 岩石地层学和层序地层学之间的概念对比

层序地层学界面具有事件意义，标志着沉积趋势的变化，这种情况下，时间线由海侵和海退间的转折点控制。岩石地层学界面是高度穿时的沉积相接触面。注意体系域和层序边界穿过地层界面，本实例中每个体系域由三个沉积体系组成，由特定的沉积趋势确定，即进积和退积。层序与完整的沉积趋势变化旋回一致。实例显示连续的加积作用，因此岩石记录中没有间断，旋回性受基准面上升速率和沉积作用速率的变化平衡情况控制

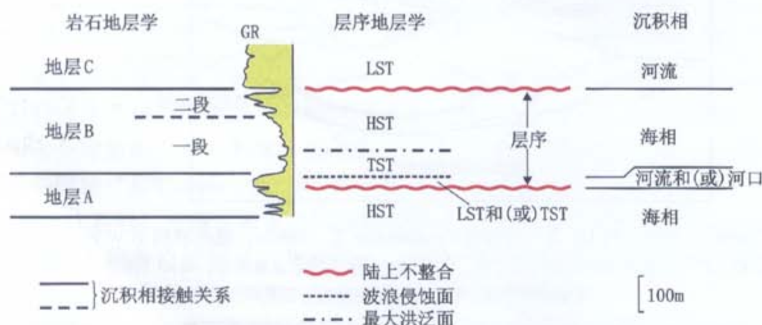


图 1-13 伽马测井的岩石地层学解释和层序地层学解释（据 Posamentier 和 Allen，1999 修改）

岩石地层学基于岩石学定义岩石单元，通常不考虑沉积环境。层序地层学基于界面的事件意义定义岩石单元。LST—低位体系域；TST—湖侵体系域；HST—高位体系域

图 1-15 为基于同样资料的层序地层学解释和岩石地层学解释的对比实例。层序地层学界面解释基于两个基本观察：①地层接触类型，整合或不整合；②与特定界面接触的沉积相（沉积体系）特征。因此，古沉积环境的重建是层序地层学成功解释的重要先决条件。相反，岩石地层学剖面不需要知道古环境，只是岩石界面的制图。岩石地层学的一些界面与层序地层学界面一致，其他则只是反映沉积相侧向变化的穿时面。因此，岩石地层学单元仅提供岩石分布的描述性信息（图 1-15 中地层 A、B 和 C），一些情况下可以组合不同沉积环境的沉积作用产物。所以，一幅简单的岩性分布图对于普通古地理研究来说几乎没

有什么作用，其结果也不能用于预测已知资料点以外的岩石。

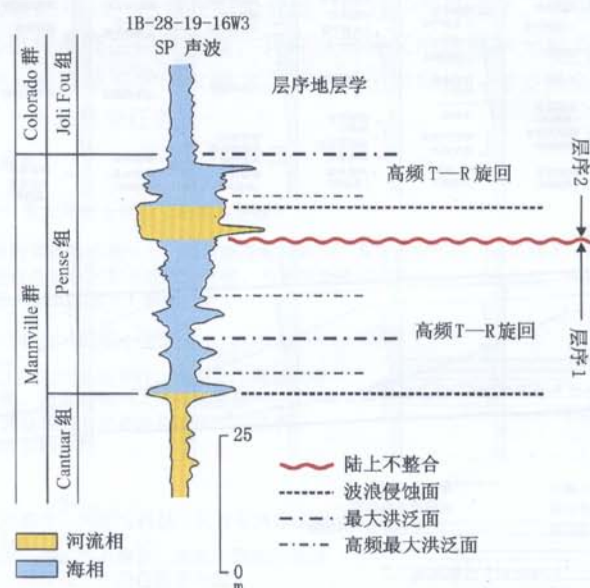


图 1−14　沉积环境、岩石地层学和层序地层学之间的关系（测井资料来自西加拿大沉积盆地）
注意相分析（古沉积环境的解释）在层序地层学中比在岩石地层学中更为关键。每个层序可以划分出几个更高频的海侵—海退旋回。每个层序中最主要的最大洪泛面与最细沉积物峰值相对应，与层序本身具有相同的等级。最大洪泛面分隔了层序 1 和层序 2 的海侵体系域和高位体系域。SP—自然电位；T—R—海侵—海退

异地层学是介于岩石地层学和层序地层学之间的一门地层学科。北美地层命名委员会（NACSN）在 1983 年的北美地层规范中将由不连续面界定的地层单位命名为异地层单元。最近修改为“一个异地层单元是基于边界不连续面界定和识别的可图示的岩石集合体”（文献 58）。按照级别依次降低的顺序，异体地层单元包括群、组、段，它是延用岩石地层学中的概念并修改而来的一个术语，它的基本单元是组（北美地层命名委员会，1983，文献 58）。确定异地层单元的边界不连续面可通过任何可图示的岩性地层接触关系表现出来，这些地层接触关系可以与地层缺失有关，也可无关。基本上，图 1−16 所示的所有类型的地层接触关系都可作为异地层单元边界。在此方法中，所有与岩性突变有关的岩性地层和层序地层界面都可用于异地层单元划分研究（如 Bhattacharya 和 Walker，1991；Plint，2000）。

由于应用了具有时间意义的界面，异地层单元将岩性地层单元上升到对古沉积历史进行成因解释的更高层次上来，它的缺陷在于对“不连续面”的定义不明确。北美地层命名委员会故意将对“不连续面”的定义留给那些想对异地层单元进行定义或使用的实践地质学家，因此这些地层单元的实际涵义是不明确的。由于地层单元及其限定界面的定义情况相同，所以在北美地层规范中异地层单元的规范化还是没有完全实现，只有对不连续面进行定义和规范化之后才能实现。欧洲和北美地层委员会在阐明 1994 年国际地层指南上的“不整合面界定的单元”（层序地层之前的“层序”概念，Sloss 等，1949）和 1983 年北美地层命名委员会的“不连续面界定的单元”的相同程度和显著差异方面做了大量工作。

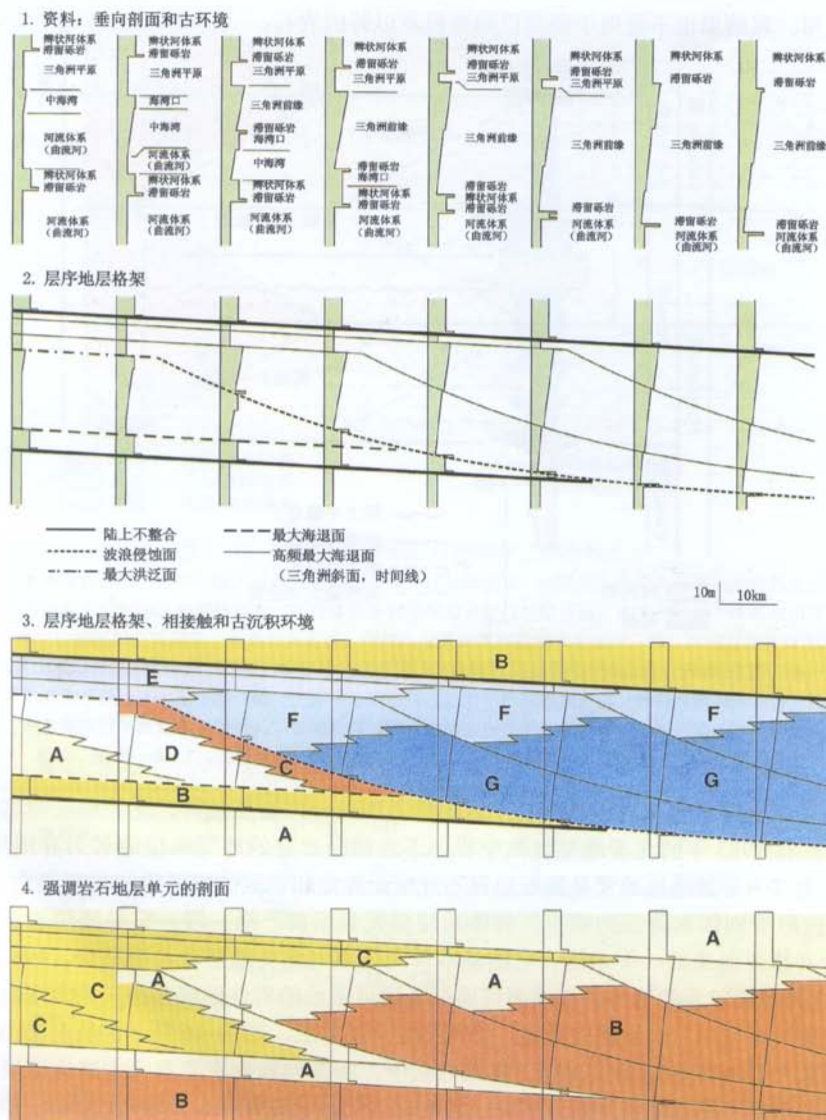


图 1–15　基于同一套沉积相资料的层序地层学和岩石地层学格架

1—通过相分析进行古沉积环境的重建是层序地层学解释的重要先决条件，地层接触的性质（剥蚀、整合）也需要通过沉积学分析进行评价；2—通过关键的层序地层学界面对比，建立层序地层学格架，剖面中显示的所有层序地层学界面都是良好的等时地层标志层（低穿时性），只有波浪侵蚀面是高穿时的；3—层序地层学剖面，显示关键界面、趋势内的相接触关系和古沉积环境。趋势内的相接触关系反映侧向相变，是在层序地层学格架建立后放到剖面上的。沉积相编码：A—曲流河体系，B—辫状河体系，C—河口复合体，D—中海湾，E—三角洲平原，F—上部三角洲前缘，G—下部三角洲前缘—前三角洲。4—岩石地层学剖面。可以确定三个主要的岩石地层学单元（例如组）：A—砂岩为主的单元，B 和 C—泥岩为主的单元，具有粉砂质和砂质夹层。地层 B 和 C 被地层 A 分隔。其他的岩石地层学单元（例如段）可以认为是岩性和颜色变量的函数

由于“不连续面”（岩性的）是一个不太明确的术语，包括不整合面和整合面（图1-16），“不整合为界的单元”仍然是一个异地层单元的特殊例子。本书中目前使用的层序地层学非正式概念也许最终会提供框架，允许以前定义的地层单元和类型在相互关系中获得明确的地位，纳入成因地层学的大概念之下。对于国际地层学委员会来说，把层序地层学概念规范化是下一步的重要任务。

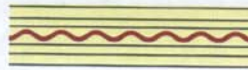
地层接触关系

A. 不整合＝重大间断±侵蚀（通常有侵蚀）

地质记录的实质性中断……，通常指隆起和剥蚀，具有前期形成记录的缺失……，岩石地层的接触关系以沉积不连续为特征，与更年轻地层沉积前的无沉积作用、风化作用或剥蚀作用（地面或水下）时间一致

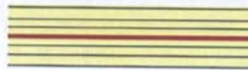
1. 地层不整合＝间断＋侵蚀

间断面上下层面必须平行，沉积岩序列显示明显的中断，通常有相当大的侵蚀层段……，一般以可评估地貌上可见的和不规则的或不均一的侵蚀面为标志



2. 平行不整合＝间断±侵蚀（没有可辨别的剥蚀）

模糊的或不确定的不整合，没有可辨别的剥蚀面……，间断面上下的层是平行的



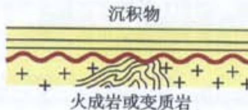
3. 角度不整合＝间断、侵蚀和倾斜

两组不平行的岩层间的不整合，或其中下伏的老地层以不同角度（常常较陡）倾向上覆的年轻地层



4. 非整合＝基岩的顶部

沉积岩和较老的火成岩或变质岩之间发育的不整合，基岩在上覆沉积物覆盖前暴露遭受剥蚀



B. 沉积暂停期＝短期间断±侵蚀（小规模的平行不整合）

相对短的沉积间断，仅仅包括短期时间间隔，恢复沉积前几乎没有剥蚀；沉积间断比平行不整合小，或极小时间值的平行不整合

C. 整合＝无沉积间断

相邻沉积地层之间呈现未受干扰的关系，顺序沉积……，地层序列的真正连续

图 1-16　地层接触类型（Bates 和 Jackson 的定义，1987）

注意所有的地层接触都可以被认为是异地层单位的边界，例如，一个不连续面，当它与岩性差异相一致时，就可以被认为是异地层单位的边界

第二章　层序地层学分析方法

第一节　引　　言

层序地层学的起源可以追溯到经典的沉积地质学原理，后者建立了沉积学分析和地层学分析的基本指导方针。这些所谓的“第一原理”是由 Posamentier 和 Allen（1999）最先提出的，建立了一些基本原则，很好地解释了：①流体物理；②沉积物的运动；③与相对海平面变化动态平衡相关的沉积物聚集、搬运和侵蚀；④沉积物供给和搬运营力的能量（图 2–1）。这些原理为层序地层学建立了科学背景，使新老观点融合在一起，让我们以一种全新的视角研究沉积岩石记录。

流体和沉积物的运动原理
为最好的利用能量，自然界的所有系统都倾向于一种平衡状态，表现为河流体系中的均衡剖面，或从滨岸到深海的基准面。沿着这种剖面，沉积物的搬运和堆积之间存在一个完美的平衡；
流体和沉积物重力流倾向于从高海拔向低海拔，沿需要能量最小的通道流动；
流体流动速度与斜坡大小成正比；
流量（地表的或者水下的）等于流速乘以横断面积；
沉积负载（体积）与流体的输送能力成正比，反映流量和流速的综合效应；
沉积物的搬运模式（推移、跃移、悬移）反映了颗粒的粒径 / 重量和流体搬运能力之间的平衡
沉积作用原理
瓦尔索相律：在具有成因联系的相关地层序列中，垂向相变反映横向相变；
横向相变的方向（进积、退积）反映了沉积速率和可供沉积物堆积的空间变化率之间的平衡；
加积或侵蚀的过程与能通量和沉积物供给之间的动态平衡有关：过大的能通量导致侵蚀作用，过大的沉积物负载形成加积作用；
大量碎屑沉积物从高海拔的物源区被剥蚀，通过河流体系搬运到沉积盆地；
随着环境能量的减弱，粗颗粒首先沉积

图 2–1　与层序地层学有关的沉积学关键“第一原理”（据 Posamentier 和 Allen，1999 修改）

因此，就层序地层学本身而言，与其说是一种分析沉积连续性的新方法，倒不如说是一种新观点。它强调：成功的层序地层学研究要求各种数据集和数据分析方法综合成学科间统一的方法（图 1–1）。这并不是说层序地层学只是把以前的观点进行简单组合，事实上，层序地层学使得我们以一种全新的思想来理解沉积盆地充填的成因和结构，当然，在 1970 年，地震地层学的引入为它奠定了基础。在成熟的和未勘探的含油气盆地、沉积相形成和可预测性的问题都是这种全新思想应用的好例子。在学术和经济领域，层序地层学都具有重要意义。

本章主要介绍层序地层学分析中用到的主要方法，包括古老沉积物（露头和岩心）的相分析，测井信号分析，地震数据分析，以及通过相对和绝对年龄测定获得时间控制。每种方法形成一种更常规、更专用学科的核心，因此这里只重点介绍与层序地层学有特殊关系的部分。随着各种方法的深入介绍，层序地层学工作流程的一般原则将用来建立地质模型。

第二节 相分析：露头、岩心和现代模拟

对于与周围沉积物不同、具有独立岩性、物性和生物属性的岩石特征体而言，相分析是一种基本的沉积学分析方法。此方法通常用于描述在露头、岩心和现代环境中观察到的沉积物和沉积岩。对于层序地层学研究来说，相分析十分重要，其为古地理和古环境的重建和层序地层界面的确定提供了关键线索。同时，相分析也是沉积学和层序地层学的交叉部分，可以解释学科间的交叉部分（图 1–2）。在层序地层研究中，基准面变化形成了与其相关的独立沉积系统，相分析主要用于研究这一过程中的旋回变化。

一、沉积体系、相和相模式的概念

沉积体系（图 1–9）是在一个特殊的沉积环境中沉积作用的产物，因此，它包括三维地层组合，且其几何形态和相能够解释独特的古沉积环境。沉积体系构成了体系域的基础部分，体系域则阐明了地层对比的基本概念和沉积盆地充填的成因解释。沉积体系的研究和图 2–2 定义的相、相组合以及相模式的概念密切相关。

相分析是一种古沉积环境重建、推断沉积盆地的气候变化和沉降历史的基本方法。推断相和相组合也是正确解释层序地层界面的基础，对此，第四章有更详细的阐述。因此，相分析是层序地层学研究的先决条件。

相（Bates 和 Jackson,1987）：指岩石单元的外观、产状和特征，通常反映其形成条件；特别是在辨别相邻或伴生的单元时 相（Walker,1992）：不同于其他岩体特征的岩性、结构和构造属性的一种特殊组合 相受作用于沉积环境特定区域的沉积过程的控制。因此，相观察有助于对同沉积过程的解释
相组合（Collinson,1969）：指在成因上相互联系的一组沉积相，同时有一定的环境意义 对相组合的理解是恢复古沉积环境的重要要素。反之，这种重建也是解释层序地层界面的关键之一（详见第四章）
相模式（Walker,1992）：特定沉积体系的一个总体归纳，包括许多现代沉积物和古代沉积岩的单独例子 一个相模型在沉积环境的形态和演化中具有可预测性，能推断出相的“标准”垂向剖面和水平变化。当给定自旋回和异旋回过程的自然差异时，对这种理想化模型的教条式应用可能会造成解释中的错误

图 2–2　沉积相、相组合和相模式的概念

二、沉积环境分类

沉积环境大致可以分为以下三个主要类别（图 2–3）：陆相（非海相，海泛面以上）、滨岸相（间歇被海水淹没）和海相（始终被海水覆盖）。图 2–4 提供了亚环境的例子，包括从非海相到纯海相的过渡相。注意，在海滩发育的滨岸地区，河口环境（如海盆的沉积入口点）被伸展的开阔滨线所分隔。图 2–3 的分类中不包括冰川环境，这是由于受气候的控制，并且可能超覆于任何非海相、滨岸或海相背景。在盆地的非海相部分，这个差别能在陡峭的冲积平原和平缓的滨岸平原区分开，冲积平原能捕获河流体系的上游河段，滨岸平原发育在河流体系的中下游河段（图 2–5）。“滨岸平原”是个地貌术语，是指进积或出露海底的相对平坦地区，临近滨岸线和向内陆延伸至最近的隆升区（Bates 和 Jackson，1987；图 2–5）。图 2–5 说明由海底进积过程形成的滨岸平原的位置，而不是它的出露。在这个例子中，在滨岸线进积过程中滨岸平原的聚集物是所谓的“滨岸棱”（coastal prism）的一部分，它包括浅水沉积物。滨岸棱呈楔状，并通过上超于上游方向已有地形而从滨岸环境向

陆方向延伸。这种滨岸棱向陆的范围被 Posamentier 等称为“湾线”（bayline）（1992b），同时，当滨线的进积之后伴随有加积作用时，滨岸棱就会向上游迁移。

1. 非海相环境
•塌积冲积扇；
•河流环境；
•湖泊环境；
•风成环境
2. 滨岸（边缘海）环境
•河口环境：
　海退河口：三角洲；
　海侵河口：河口湾
•开阔海环境：
　前滨
　后滨
3. 海相环境
•浅海环境：
　临滨
　外陆架和内陆架
•深海环境：
　陆坡
　深海平原（盆底）

图 2–3　根据非海相和海相相对影响程度而划分的沉积环境

滨岸 / 边缘海环境也称为“过渡”环境，被潮汐循环和风暴的间歇性海水淹没。需要注意的是：两种滨岸环境（河口环境和开阔海环境）可能是海进或海退的。沉积体系指的是产物（地层记录中的岩体），而沉积环境指现代地区沉积物聚集的活动进程。这和旋回与旋回层或周期与体系的概念间的不同点相似。图 2–4 详细说明了各种滨海和浅海环境的边界

滨岸环境对层序地层学十分重要，因其记录了滨线变动的历史，在重建沉积趋势的旋回性变化时提供了重要线索。事实上，层序地层学概念的发展最早始于对海相与非海相环境的过渡带的研究。在过渡带上，相和地层界面之间的相互关系较易识别。层序地层学的应用范围逐渐向陆方向和向盆地方向扩大后，逐渐从滨线模式最终建立起了整个盆地范围内的模式，包含了完整的河流和深海序列。作为连接海相和非海相环境的一部分，滨线的重要性也反映这样一个事实：基准面变化的参考曲线定义了地层旋回的四个主要的事件（图 1–7），并反映了体系域和层序界面的时限，而基准面变化曲线主要依据滨线处的可容空间的波动而定的。而这一点对于理解层序地层学的原理至关重要，在下面的章节中将对这个问题进行详细论述。

有一个事实被普遍忽视了：由于构造沉降速率和沉积速率的波动，滨线可以沿滨线的走向方向改变其进积或退积的样式。这表明，构造沉降和沉积走向的变化会对体系域的边界产生影响，造成严重的穿时性。因此，在二维倾向剖面上沉积体系和体系域的预测结构和时间关系，在三维空间可能会发生改变。所以，当研究人员试图沿走向把倾向剖面外推到其他位置时，应该保持开阔的思路。在沉积环境内，能量和沉积物分布的自旋回迁移可能影响到图 2–3 中所有地层，它也是为什么从一个倾向剖面到另一个剖面所预测的地层几何形态发生变化的另一个原因。

潮退 regressive
潮进 transgressive

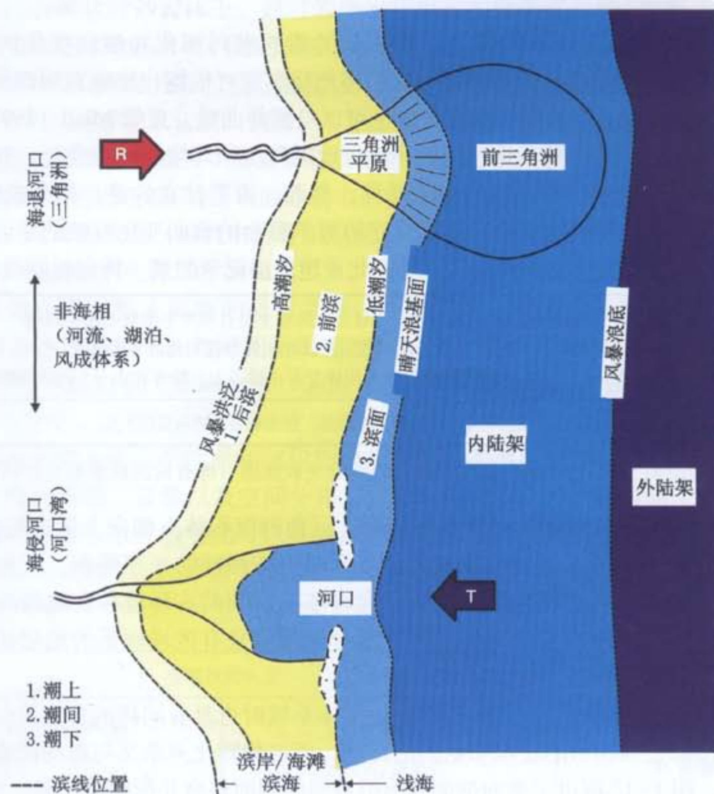


图 2-4　从海相到非海相沉积环境的转换

大箭头指示两个河口环境的滨线迁移方向（R—海退，T—海侵）。河口环境之间滨线呈开放状态。注意滨线特征（海侵与海退）可以因沉降与沉积速率改变而沿走向发生变化

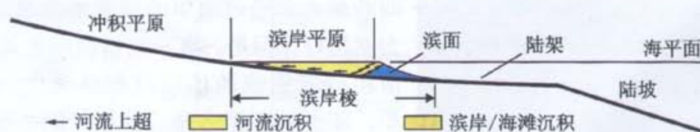


图 2-5　倾向方向的剖面，显示大陆架主要形态和沉积背景：冲积平原、滨岸平原、滨线（包括潮间和潮上环境；图 2-4）和浅海环境（滨面和陆架）（据 Posamentier 等，1992b 修改）

注意：滨岸平原既可以由进积形成，也可以由海底的暴露形成。本图显示了前一种情况，即从河流到滨面沉积的滨岸棱堆积在海岸平原到浅水背景（见文中细述）。从规模上讲，滨岸平原可以几十到几百公里宽，这取决于沉积物供给和上超洪泛平原面的坡度（例如 Texas 的 Nueces 河的滨岸平原大约 40km 宽，Blum 和 Tornqvist，2000；意大利 Po 河的滨岸平原大约 200km 宽，Hernandez-Molina，1993；密西西比河的滨岸平原至少 300 ~ 400km 宽，Blum 和 Tornqvist，2000）。滨岸棱常与低位体系域和高位体系域正常海退伴生。低位滨岸棱可以在随后的海侵期被潮汐或波浪侵蚀作用改造，而高位滨岸棱可以在随后的基准面下降期被河流下切。当滨岸棱的原始厚度超过随后的侵蚀量时，低位和高位滨岸棱都可以保存在岩石记录中

三、沃尔索相律

沃尔索相律建立了在露头和地下所观测到的相的纵向变化和横向变化间的关系（图2-6）。沃尔索相律是地层学的基本原理，它使得地质学家可依据一维垂直剖面来预测相的横向变化。一维剖面可以是小的露头、岩心，也可以是测井曲线。正如 Miall（1997）所述，岩相和生物相的垂向变化早已用于重建沉积环境古地理和沉积环境的短期变化，并通过沃尔索相律的帮助，来解释这些沉积环境的横向迁移。然而，需要注意的是，只有成因有联系的、相对整合的地层，这些解释才有效。穿过层序边界不整合的垂向变化反映的是两套没有成因联系的序列间相带的重大变化，因此，不能由此重建地层记录的某一特定时间段内的古地理。

沃尔索相律 (Middleton,1973)：在整合序列中，只有纵向一起出现的相才是自然界中横向上相邻的相 沃尔索相律 (Bates 和 Jackson,1987)：只有那些现代可以观测到的彼此相邻的相和相区才能叠置 沃尔索相律 (Posamentier 和 Allen,1999)：纵向上发育的序列同样发育在横向上，除非存在一个沉积间断
换句话说，纵向上相带的变化，暗示了有成因联系的相对整合的地层，存在相带的横向变化

图 2-6　沃尔索相律：层序内部纵向相变和横向相变的关联原理（即有成因联系地层的相对整合序列）

进积三角洲是沃尔索相律的一个很好例证。三角洲沉积体系横向上依次包括前三角洲、三角洲前缘和三角洲平原亚相，在垂向上，各亚相也按相同的顺序展布。运用沉积体系的概念，可以在更大范围内预测地层，因为它允许依据广阔的古环境和古地理的重建来解释岩性。这项技术现已演变成层序地层学的一部分。层序是有区域联系的地层的组合，它记录了局部的或区域的基准面变化（Miall，1990）。

在沉积体系的范围之外，沃尔索相律应用于体系域时也具有同样的重要价值。因为每个体系域内部建造都包括相带的进积和退积的转化，而这种转化关系又与垂向剖面上相应的相带转化相对应。图 1-15 提供了垂向剖面如何沿着倾向剖面整合并帮助重建横向相带的关系。



图 2-7　Burgersdorp 地层和上覆 Molteno 地层接触的陆上不整合面（箭头）
（Karoo 盆地 Dordrecht-Queenstown 地区中三叠统）
河流相序列穿过该接触面伴随了能量的突然增加，表现为河流类型从曲流河（伴随侧向加积）向混合辫状河系统的转变。该不整合面伴随着约 7Ma 的地层间断（Catuneanu 等，1998a），因此，区分出成因上没有联系的河流层序

四、沉积岩相学

露头或岩心中对沉积相的观察，通常足以确定层序边界不整合的位置，因其没有成因上有联系的沉积相并列出现（图 2-7）。相关地层的沉积间断越大，通过简单的相观察刻画这些界面的能力就越好。但是，有一些情况，尤其是在近源的、由粗碎屑组成的连续沉积体系中，如辫状河沉积，陆上的不整合是“隐蔽”的，难以与河道冲刷面区分（Miall，1999）。这种“隐蔽”的层序界面可能出现在厚的、没有发生相变的连续冲积体内部，也可能与沉积体中的沉积间断有关。在层序边界缺少相和古水流方向突变的情况下，胶结物和结构颗粒的岩相学研究可能提供唯一可靠的标准来识别和刻画层序边界的不整合面。尤他州 Book Cliffs 的晚白垩世 Castlegate 砂岩下段提供了一个非海相层序边界的例子，该边界上倾方

三、沃尔索相律

沃尔索相律建立了在露头和地下所观测到的相的纵向变化和横向变化间的关系（图2-6）。沃尔索相律是地层学的基本原理，它使得地质学家可依据一维垂直剖面来预测相的横向变化。一维剖面可以是小的露头、岩心，也可以是测井曲线。正如 Miall（1997）所述，岩相和生物相的垂向变化早已用于重建沉积环境古地理和沉积环境的短期变化，并通过沃尔索相律的帮助，来解释这些沉积环境的横向迁移。然而，需要注意的是，只有成因有联系的、相对整合的地层，这些解释才有效。穿过层序边界不整合的垂向变化反映的是两套没有成因联系的序列间相带的重大变化，因此，不能由此重建地层记录的某一特定时间段内的古地理。

沃尔索相律 (Middleton,1973)：在整合序列中，只有纵向一起出现的相才是自然界中横向上相邻的相 沃尔索相律 (Bates 和 Jackson,1987)：只有那些现代可以观测到的彼此相邻的相和相区才能叠置 沃尔索相律 (Posamentier 和 Allen,1999)：纵向上发育的序列同样发育在横向上，除非存在一个沉积间断
换句话说，纵向上相带的变化，暗示了有成因联系的相对整合的地层，存在相带的横向变化

图 2-6　沃尔索相律：层序内部纵向相变和横向相变的关联原理（即有成因联系地层的相对整合序列）

进积三角洲是沃尔索相律的一个很好例证。三角洲沉积体系横向上依次包括前三角洲、三角洲前缘和三角洲平原亚相，在垂向上，各亚相也按相同的顺序展布。运用沉积体系的概念，可以在更大范围内预测地层，因为它允许依据广阔的古环境和古地理的重建来解释岩性。这项技术现已演变成层序地层学的一部分。层序是有区域联系的地层的组合，它记录了局部的或区域的基准面变化（Miall，1990）。

在沉积体系的范围之外，沃尔索相律应用于体系域时也具有同样的重要价值。因为每个体系域内部建造都包括相带的进积和退积的转化，而这种转化关系又与垂向剖面上相应的相带转化相对应。图 1-15 提供了垂向剖面如何沿着倾向剖面整合并帮助重建横向相带的关系。



图 2-7　Burgersdorp 地层和上覆 Molteno 地层接触的陆上不整合面（箭头）
（Karoo 盆地 Dordrecht-Queenstown 地区中三叠统）
河流相序列穿过该接触面伴随了能量的突然增加，表现为河流类型从曲流河（伴随侧向加积）向混合辫状河系统的转变。该不整合面伴随着约 7Ma 的地层间断（Catuneanu 等，1998a），因此，区分出成因上没有联系的河流层序

四、沉积岩相学

露头或岩心中对沉积相的观察，通常足以确定层序边界不整合的位置，因其没有成因上有联系的沉积相并列出现（图 2-7）。相关地层的沉积间断越大，通过简单的相观察刻画这些界面的能力就越好。但是，有一些情况，尤其是在近源的、由粗碎屑组成的连续沉积体系中，如辫状河沉积，陆上的不整合是“隐蔽”的，难以与河道冲刷面区分（Miall，1999）。这种“隐蔽”的层序界面可能出现在厚的、没有发生相变的连续冲积体内部，也可能与沉积体中的沉积间断有关。在层序边界缺少相和古水流方向突变的情况下，胶结物和结构颗粒的岩相学研究可能提供唯一可靠的标准来识别和刻画层序边界的不整合面。尤他州 Book Cliffs 的晚白垩世 Castlegate 砂岩下段提供了一个非海相层序边界的例子，该边界上倾方

向到一个连续的辫状河砂岩体上，通过岩屑岩相组成的微弱变化的位置，来解释反映物源区 Sevier 高地构造运动在这里引起的相应变化（Miall，1999）。

除了物源区变化和结构颗粒成分的变化外，陆上不整合面也可以通过风化过程中出现的交代母岩成分的次生矿物来识别。例如，有陆上暴露证据，假设来自于粘土和长石风化的 K、Al、Fe 有充足的数量，可能会引起方解石胶结物被次生海绿石取代（Khalifa，1983；Wanas，2003）。而海绿石作为交代矿物出现的砂岩中，含海绿石的砂岩可以用来识别层序边界的不整合面。因此，对海相来源（砂岩中的骨架颗粒）同沉积海绿石和在陆上暴露风化条件下（表层、胶结物）形成的次生海绿石要加以区分，通过岩相分析的方法可以解决。

早期成岩作用时粘土矿物的分布类型，如高岭石、蒙皂石、坡缕石、海绿石、蛇纹石以及机械渗透性的粘土，均可指示可容空间的变化和层序地层界面的位置（Ketzer 等，2003a，2003b；Khidir 和 Catuneanu，2005；图 2-8 至图 2-10）。如 Ketzer（2003a）所述，“相对海平面变化，沉积供应与沉降速率比值的变化，与沉积物沉积当时和之后的气候情况，通过影响孔隙水的化学性质和沉积物服从于某种类型的地球化学情况的持续时间，来控制粘土矿物的类型、富集以及空间分布”（图 2-8、图 2-9）。穿过陆上不整合的早期成岩粘土矿物，其分布形式的变化可以在埋深较深的成岩作用期间保留下来，此时，晚期成岩矿物可以取代早期的成岩矿物（如随着埋深的增加，高岭石向地开石的转变，图 2-10）。

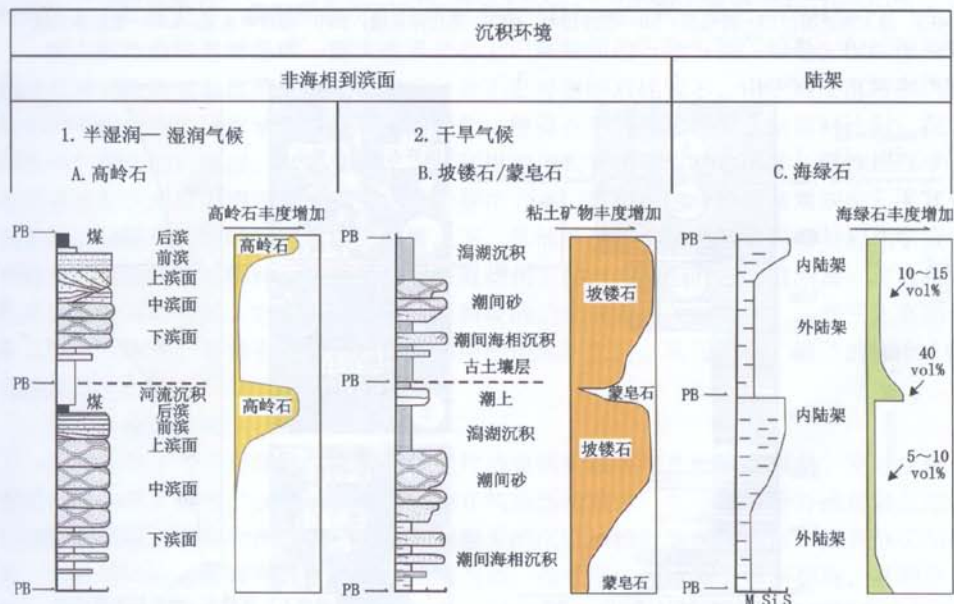


图 2-8 被洪泛面分隔的河流至浅水退积朵体（准层序）序列的早成岩期粘土矿物预测分布图（据 Ketzer 等，2003 修改）

A—高岭石含量在准层序顶部增加，该部位暴露在湿润—半湿润环境的大气水中。高岭石含量在不稳定硅酸盐和有机物存在的条件下增加，因为有机物分解有利于酸性流体的形成；B—在干旱气候条件下，坡缕石含量向准层序的顶部增加，其上被蒸发沉积覆盖；C—在海相序列中，原生海绿石在准层序的边界含量很高，向准层序的顶部逐渐减少；PB—准层序边界

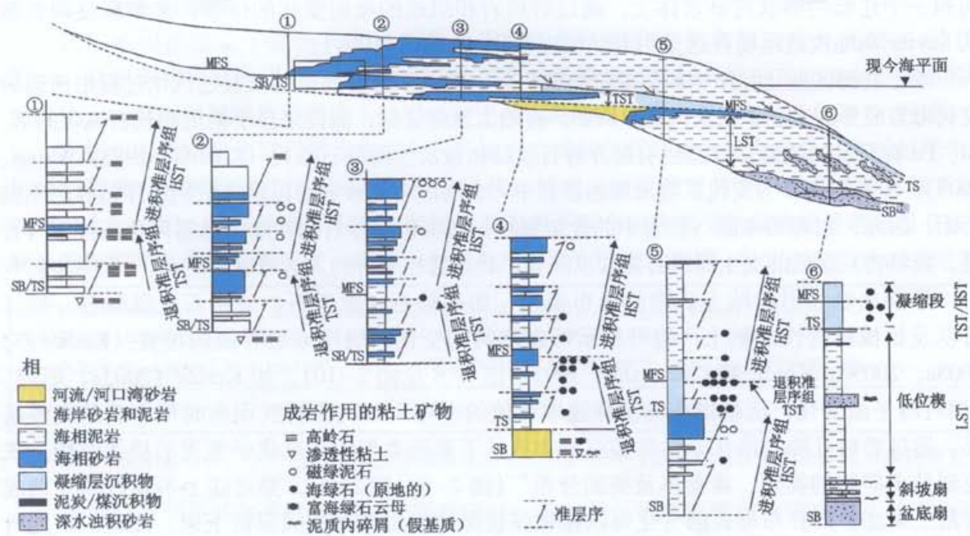


图 2–9　层序地层格架内成岩粘土矿物分布预测（据 Ketzer 等，2003，重新制图和修改）

MFS—最大洪泛面；TS—海侵面；SB—层序边界；HST—高位体系域；TST—海侵体系域；LST—低位体系域

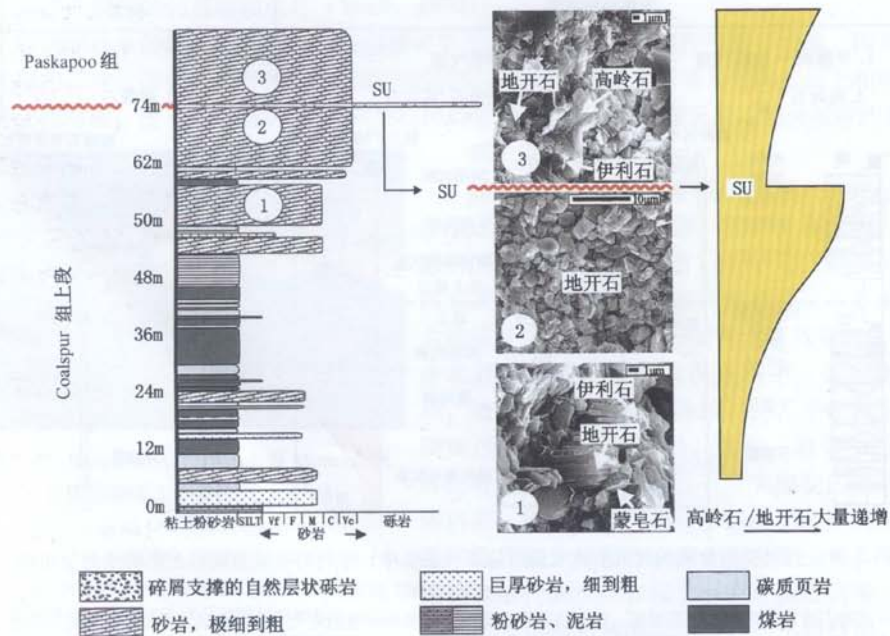


图 2–10　河流层序地层格架中高岭石 / 地开石分布变化模式（据 Khidir 和 Catuneanu，2005）

高岭石 / 地开石含量向该层序顶部逐渐增加，而通过层序边界后突然减少。SU—陆上不整合

岩相学研究也可用来突出垂向序列（露头、岩心）的渐变趋势（向上变细和向上变粗）。垂向剖面是构成层序地层分析的一部分，经常被用于识别海相序列的海侵、海退趋势，或识别非海相沉积中的河流沉积层序。如河流层序通常表现为总体向上变细的特征，反映能量误差环境下的加积作用（Eberth 和 O' Connell，1995；Hamblin，1997；Catuneanu 和 Elango，2001）。从沉积学角度来讲，河流沉积的层序边界（不整合面）一般在粗粒沉积单元底部，为河道充填沉积。这种解释对于河流沉积之后被新的沉积物覆盖的物源区在沉积单元划分上基本正确。而在更远的沉积单元，独立时间控制可能需要确定不整合面的准确位置，该不整合面不一定在向上变细序列的底部，而可能位于下伏细粒沉积相中（Sweet 等，2003，2005；Catuneanu 和 Sweet，2005）。

尽管存在一定的局限性，观察粒度的变化趋势仍是研究地层记录中旋回性的重要而有效的方法。只要有如露头或岩心的数据，通过详细的测井和构造分析，就能构建反映垂向粒度变化的图表。真实的垂向剖面可以反映绝对的、逐层的粒度变化，而平滑曲线能够反映粒度的统计变化规律（如叠覆层段平均值的变化）。后一种方法往往更好，因为它能避免由于局部特征变化而显示的非正常峰值。构建垂向剖面的方法也适用于事件研究之中。粒度曲线图的横坐标可以是算术坐标，这种方法中粒度的波动很重要；或用对数坐标，这种方法适用于粒度有很好的连续性和变化很小。后一种方法在细粒沉积序列中更适用，因为对数放大了粒度差异，但对粗粒沉积物作用不大（D.Long，私人通讯，2004）。

建立粒度曲线通常是单一露头或者岩心上识别旋回的有效方法，但是，仅依据所观察到粒度渐变趋势在盆地范围内进行对比，并不是可靠的对比技术。由于地层沉降和沉积物供给的不确定性导致盆地内沉积模式的变化，使得在不同位置的垂直剖面对比时，很难识别出年代相当的韵律层。理想环境下，可利用的年代资料（生物地层学、磁性地层学、放射测量和标志地层方面等）提供了完美的解决方案。然而，这些数据常常缺失，尤其是对较老地层的研究，在时间控制缺失的情况下，其他的沉积学观察结果需要与岩相学数据进行综合，来进行地质解释。来自单向的与流动相关的河床形态的古河道测量，对岩相资料的补充是极其有用的，它们提供一个构造斜坡的记录或者相关的变化。这些变化有助于推断盆地演化事件，通常表现为岩石记录的层序边界不整合，从而提供了辅助的标准去加强盆地的对比。

五、古水流方向

地层记录中的主要间断与沉积盆地的构造重组阶段有潜在联系，因此，穿过层序边界地层的倾向发生改变。这种情况经常出现在构造活动盆地，如地堑、裂谷或前陆盆地，地层旋回通常被由各种构造挠曲和均衡机制触发的沉降和抬升旋回所控制。而其他类型的盆地，如被动大陆边缘盆地或克拉通内凹陷盆地，被长期的间冰期沉降所控制，其地层倾向随时间改变的可能性较小。在这种情况下，地层旋回可能主要是被海平面的变化所控制，而且古水流的测量结果对约束层序边界位置所起的作用比较小。

在构造活动盆地，构造应力的波动频率与地层记录中观测到的旋回频率一致（Cloetingh，1988；Cloetingh 等，1985，1989；Peper 等，1992），在层序描述、古地理重建和地层对比时，古水流数据能够提供最有说服力证据，尤其是在处理岩性单一序列而缺乏高分辨率时间控制的情况更是如此。加拿大 Athabasca 盆地早元古代的研究是个很好的例

子，该盆地的沉积充填主要由粒度变化很小的硅质碎屑沉积组成。此例中，垂直剖面是模糊的，约束对比的时间数据缺失，唯一可靠的描述原始地层组合的方法是测量古水流方向。依靠水流系统的重建，以过陆上不整合的地层倾向记录为依据，将 Athabasca 盆地的沉积细分为四个二级沉积层序（Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。

过度充填的前陆盆地代表一个典型序列，其河流层序和边界不整合不受海平面变化的影响，时间上被逆掩（构造载荷）和卸载的造山旋回所控制（Catuneanu 和 Sweet，1999；Catuneanu 和 Elango，2001；Catuneanu，2004a）。在这类前渊盆地中，河流的加积作用发生在差异挠曲沉降阶段，以较高的速率向沉降中心卸载，而边界面形成于差异均衡回弹阶段。由于逆掩事件持续时间相对于造山活动静止期的时间要短，前渊的河流层序预计保存的信息要少于地质时间的一半（Catuneanu 等，1997a；Catuneanu，2004a）。复活的造山带冲断作用标志着新的沉积幕的开始。由于造山作用载荷在走向上的易变性通常比预期的要标准，通过层序的边界地层倾向通常会发生突变（图 2-11）。在缺失其他明确标准的情况下（如前边讨论的 Athabasca 盆地），构造倾角的变化可用于厘定具有明显水系模式的河流层序，也可用于识别其界面。

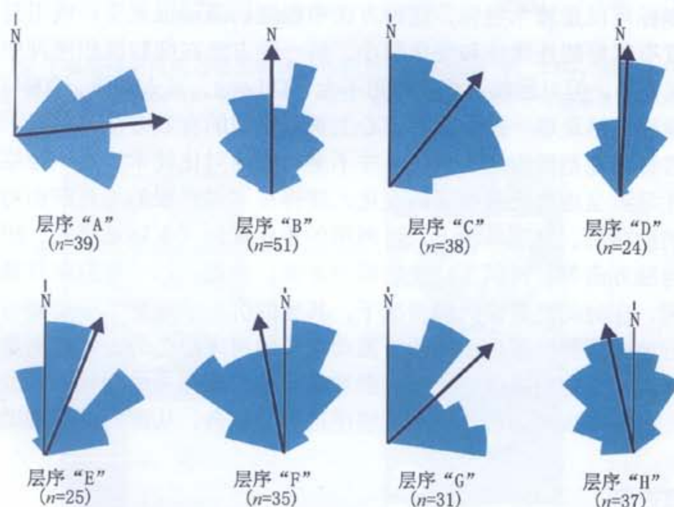


图 2-11 Karoo 前渊 Koonap-Middleton 冲积序列中 8 个三级沉积层序的古水流方向
（据 Catuneanu 和 Bowker，2001）

层序的时间跨度为晚二叠世的 5Ma，总厚度为 2630m。“n”表示绘制每个层序玫瑰花图所用的古水流测定样本。在此项研究中，层序边界并不仅仅由构造反转变化来确定，还可以通过冲积体系及其周边岩相的突变来确定

六、土壤学

土壤学是研究土壤的形态、起源、分类等的学科（Bates 和 Jackson，1987）。土壤是暴露在地表的沉积物和岩石经过物理、生物和化学的共同作用而形成的（Kraus，1999）。古土壤（如化石土壤）是指形成于地质历史古地形的、被埋藏或者出露的土壤层。土壤学研究始于对现代土壤和第四纪古土壤的研究，但是在 20 世纪 90 年代由于得到多方面的地质应用而迅速扩展到了第四纪以前的土壤记录。值得注意的是，这些地质应用包括：①古地

形的解释，从局部到盆地整体；②古界面形成过程（沉积作用、非沉积作用、侵蚀作用）的解释，包括沉积速率及其控制因素；③古气候的解释，包括年均降水量和平均温度的估计；④地层对比，以及土壤特征相对于基准面变化的周期性变化（Kraus，1999）。这些应用，尤其是后面几种，与层序地层学密切相关。

由于土壤和古土壤的复杂性，开始研究时应先理解其形成环境的差异性、与其有着成因联系的界面形成的多样性以及将其分类的实际困难。古土壤曾用来描述陆相的所有环境，不仅包括河流相（Leckie 等，1989；Wright 和 Marriott，1993；Shanley 和 McCabe，1994；Aitken 和 Flint，1996）、沼泽相（Wright 和 Platt，1995；Tandon 和 Gibling，1997）和风成相（Soreghan 等，1997），也包括海陆过渡环境（如三角洲相；Fastovsky 和 McSweeney，1987；Arndorff，1993），甚至滨岸至浅海的环境，后者海平面下降期可能导致古海底露出地表（Lander 等，1991；Webb，1994；Wright，1994）。

如不考虑沉积环境，土壤可能发育在不同界面形成过程的结合部位，包括沉积的进积作用（只要沉积速率未超过成土作用速率）、沉积路过作用（无沉积）和沉积改造作用（只要冲蚀作用未超过成土作用速率）。形成在沉积加积阶段的土壤位于整合序列内部，而形成于无沉积阶段或侵蚀阶段的土壤与地层记录中的沉积间断、沉积停顿或不整合面有关。这些结论对层序地层学尤其重要，因为这是区分具有层序地层学意义、可作为陆上不整合面的古土壤和发育在层序或体系域内部的古土壤的重要依据。理论和油田实践研究（Wright 和 Marriott，1993；Tandon 和 Gibling，1994，1997）表明：岩石记录中观测到的古土壤类型记录了基准面的变化，因此，就可以估计出古土壤在层序地层学中的重要性。例如，Nova Scotia 的悉尼盆地中上石炭统旋回沉积的层序边界以高成熟的石灰质古土壤（钙结砾岩；图 2-12）为标志，此古土壤形成在干旱度不断增加，而基准面不断下降期间。而转化土和水文形态的古土壤发育在层序地层内部，在湿度不断增加，基准面不断上升期间形成于河流进积平原（图 2-13；Tandon 和 Gibling，1997）。

土壤和古土壤的分类可以从不同角度进行分析，至今还没有统一的土壤分类。现代土壤分类法依赖于指示特征的鉴别层，如结构、颜色、有机质含量、矿物成分、阳离子交换能力和 pH 值（Soil Survey Staff，1975，1998；图 2-14）等。这种方法应用于古土壤时，主要存在两个方面的缺陷：①这种分类方法没有强调具有水文形态的土壤的重要性（如潜育土，这种土壤发育于加积的河流洪泛平原，是在土壤饱和度的基础上定义的；图 2-14）；②这种分类方法依赖于土壤性质，而有些性质在古土壤中并未保存下来（如阳离子交换能力、有机质含量）。因此，根据土壤向古土壤转化过程中保存下来的矿物属性和形态属性，Mack 等（1993）设计出了一套针对古土壤的分类方法（图 2-14）。由于分类标准的转变，这两个体系在一些土壤 / 古土壤组合方面并不直接等同。

从层序地层学的角度来看，在重建体系域聚集期或与层序边界不整合有关的地层间断期的同沉积期条件（如高、低潜水面、可容空间、沉积速率和古气候条件）时，古土壤可能提供关键证据。古土壤类型如图 2-15 所示，其形成与地表作用（沉积、剥蚀）和成土作用的相互影响有关。在非沉积期和（或）剥蚀期，一般与层序边界一致，沿不整合面形成熟化古土壤。在沉积物堆积期，通常与层序的沉积相伴生，形成混合的、复合的或者是自然累积的低成熟度加积型古土壤，其加积速率和沉积速率相吻合（见 Kraus，1999，对古

土壤类型的综合回顾)。

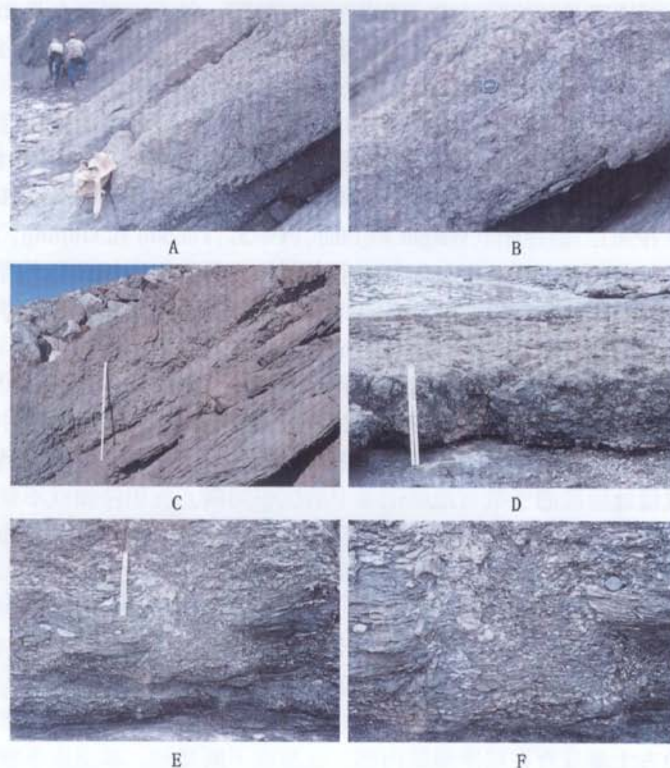


图 2-12　形成于基准面下降和地表暴露时期钙质古土壤与相关沉积相（照片由 M.R.Gibling 提供；加拿大 Nova Scotia 省悉尼盆地石炭系悉尼采矿组；详见 Gibling 和 Bird，1994；Gibling 和 Wightman，1994；Tandon 和 Gibling，1994，1997）

A—钙结砾岩，标志着滨岸平原沉积的“陆上不整合”（沉积层序边界）。碳酸盐粘土标志着气候半干旱期，推测基准面低位时期比上覆海侵和高位体系域的形成高峰期更为干旱；B—图 A 中钙结砾岩的放大，发育良好的直立结核纤维；C—图 A 的钙结砾岩，具有强烈的结核结构，注意下部粉砂岩的非断裂特征；D—暴露在浪蚀台地上的钙结砾岩，具有强烈的直立纤维（比例 50cm）；E—垂直的树模，部分被“低位”钙结砾岩层下部的方解石交代，说明富含碳酸盐的地下水通过主要粘土层下部时产生局部的胶结作用；F—图 E 中碳酸盐胶结树的放大

与层序边界伴生的古土壤通常是强烈发育的并具有良好的水系，反映了长期沉积中断和较低的基准面（盆地的非海相部分中低潜水面；图 2-12）。除基准面外，气候同样可能在层序边界的古土壤中留下明显标志（如干燥气候促进蒸发和钙质古土壤的形成）。基准面和气候条件不是必然相互依赖的变量，因为受轨道驱动（如偏心率、倾斜度、旋进旋回，具有 100Ma 的周期性；图 2-16；Milankovitch，1930，1941；Imbrie 和 Imbrie，1979；Imbrie，1985；Schwarzacher，1993）控制的气候旋回是米兰科维奇旋回瞬时海平面变化的首要控制因素。在这种情况下，基准面下降期可能反映气候干燥度的增加（见 Tandon 和 Gibling，1997 的实例研究）。另一方面，基准面变化也可能受构造作用的控制，而不依赖于气候变化，在这种情况下，基准面旋回可能相对于气候波动发生偏离。基准面变化、海

平面变化、构造作用和气候的关系将在第三章中做更详细地讨论。

不考虑基准面下降以外的主要动力，沉积物供给中断是定义层序边界古土壤条件的一个重要参数。盆地沉积史的沉积中断期可能既受自身因素控制，也受外在因素控制。至于层序边界，基准面的下降与沉积中断密切相关，且均受外来因素控制。与层序边界不整合/古土壤相关的地层缺失随层序级别（重要）和相关的外部控制的变化而明显变化，对高阶层序通常是在 10^4 年（高频的米兰科维奇旋回）到 10^5 ～ 10^7 年的范围（Summerfield，1991；Miall，2000）。层序边界面不整合通常是区域性的，与局部自生作用相关的沉积间断不同，它主要取决于古地形，并可以以高度不规则状的地形出露水面，而沿其出露位置，缺失时间的大小可能会有明显差异（Wheeler，1985）。因此，与层序边界不整合相关的古土壤会显示出横向变化特征，用于解释地形及缺失时间的侧向变化（Kraus，1999）。

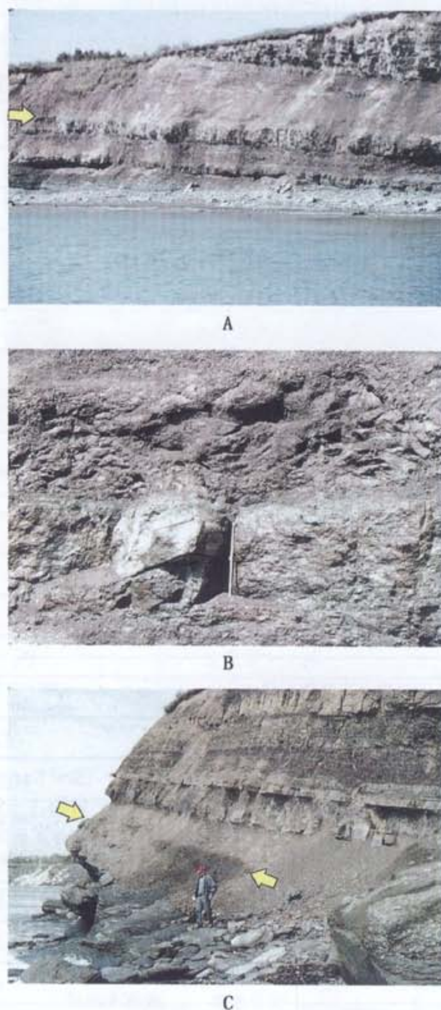


图 2–13　滨岸平原序列显示钙质层（箭头指向沉积层序边界）被红色钙质转化土覆盖（照片由 M.R. Gibling 提供：新斯科细亚省悉尼盆地石炭系悉尼矿组）

红色钙质转化土（旱地碎屑土壤）形成于沉积物供给充足的海侵体系域内（Tandon 和 Gibling，1997）。A—“低位期”碳酸盐（箭头指向钙质古土壤/层序边界）向上进入旱地碎屑土壤，可能标志着基准面上升时向滨岸平原供给碎屑的更新；B—图 A 中红色转化土上凹的擦痕面连接处的特写；C—灰色滨岸平原粉砂岩进入几米厚的钙质壳中（箭头所指）。钙质层之下为方解石胶结的粉砂岩。当干旱滨岸平原上恢复沉积作用时，也可能就是海侵在洪泛平原上产生沉积物的时期，钙质层被红色转化土和薄的倾斜砂岩覆盖

层序内部形成的古土壤可以从弱到强，但其成熟度通常低于层序边界的古土壤（图 2–13、图 2–17）。当地表作用受控于沉积物加积作用时，古土壤形成于基准面上升时期（非海相环境中为较高水位），因此，相对于层序边界的古土壤，这种古土壤似乎更“湿”，甚至成为最大洪泛面附近的水成土（潜育土型），而最大洪泛面则是非海相环境最高水位期的标志。这种“湿”且不成熟的古土壤在相对较短的时间内形成，常见于与煤线有关的环境中（图 2–17）。图 2–18 展示了层序边界古土壤与层序内形成的古土壤之间的主要差异，后一种类型可能表现为加积特征，且因沉积速率不稳定而常具多层结构（图 2–15），但也可能与沉积间断有关，在间断处，自生作用（如河道决口）导致限

制性泛滥区内的沉积物供给被切断。据估计，决口的周期在10^3年范围内（Bridge 和 Leeder，1979）。因此，一般来说，与层序内发育的古土壤潜在相关的地层间断和与层序边界古土壤相关的沉积间断相比，在重要性上至少相差一个数量级（图 2–18）。

土壤分类法 (Soil Survey Staff, 1975,1998)	古土壤分类法 (Mack 等 ,1993)
新成土	原始土
始成土	—
转化土	转化土
有机土	有机土
次级分类	潜育土
火山灰土	—
氧化土	氧化土
灰土	灰土
淋溶土	粘土
老成土	—
—	钙质土
—	石膏土
旱成土	—
松软土	—
冻土	—

图 2–14 美国土壤分类法（Soil Survey Staff，1975，1998）和 Mack 等（1993）的土壤和古土壤分类体系的对比

由于分类标准不同，二者并不是所有的土壤或古土壤组都是相互对应的

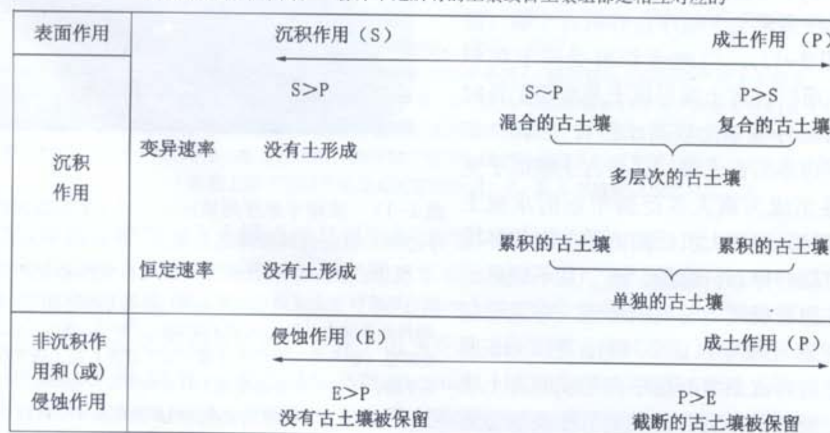


图 2–15 成土作用和表面作用（据 Morrison，1978；Bown 和 Kraus，1981；Marriott 和 Wright，1993；Kraus，1999，修改）的相互影响

混合的、复合的和累积的古土壤出现在整合序列中，因此属于沉积层序。"削平的"古土壤与地层间断是伴生的，因此标志着沉积暂停期和不整合

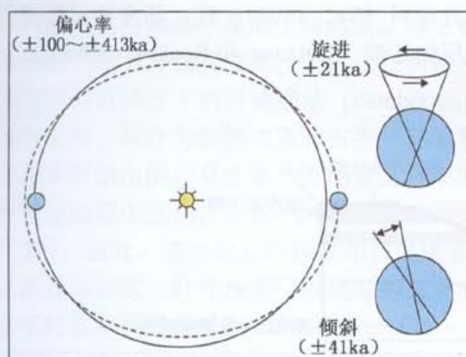


图 2-16 轨道驱动力的主要组成，解释了米兰科维奇旋回带（10^4 ~ 10^5 年）旋回性的原因
（据 Imbrie 和 Imbrie，1979；Plint 等，1992，修改）



图 2-17 "湿"且不成熟的潜育土型古土壤
古土壤形成与基准面上升期的煤线密切相关。该实例为犹他州的 Castlegate 组，由合并的辫状河道充填沉积组成，形成低位体系域（可容空间增长速率为正，但较低）。此未成熟型古土壤发育于沉积层序内部，其形成时间较短，一般为几千年或更短（图 2-18）。像煤线这种湿而不成熟土壤的形成可能是由于气候条件和河流卸载（地表出露和漫滩环境泛滥）波动引起的，而不是海相基准面变化成因

特征 \ 古土壤类型	层序边界古土壤	层序内部古土壤
成熟度	高成熟	差—良
土壤饱和度	排水良好	较湿
间断	10^4 年或更长	0 ~ 10^3 年
间断控制因素	外源	自发（即决口）
间断范围	区域性	局部性
意义	不整合	沉积停顿
可容空间	负	正
表面过程	沉积路过或剥蚀	加积
水位	低	较高
结构	单独的	通常多层

图 2-18 层序边界古土壤与层序内部古土壤的对比

图 2-19 所示为古土壤发育的一种与基准面变化旋回有关的广义模型。作为原理，沉积速率越快则古土壤越不发育。因此，推测最成熟的古土壤沿层序边界发育（沉积速率为零或为负），而最不成熟的则形成于加积速率与水位均最高的海侵期。由于海侵时非海相环境中的水位较高，水生土壤常伴随区域性煤层出现（图 2-19；Tandon 和 Gibling，1994）。由此推断，古土壤与层序地层高度相关，这一理论补充了通过不同资料分析方法得到的信息。常规的古土壤学研究基于露头和岩心的研究（Leckie 等，1989；Lander 等，1991；Platt 和

keller，1992；Caudill 等，1997），部分涉及到测井资料（Ye，1995），这一新方法可能提供大范围的地层年龄的测定，甚至包括早元古代地层的年龄（Gutzmer 和 Beukes，1998）。

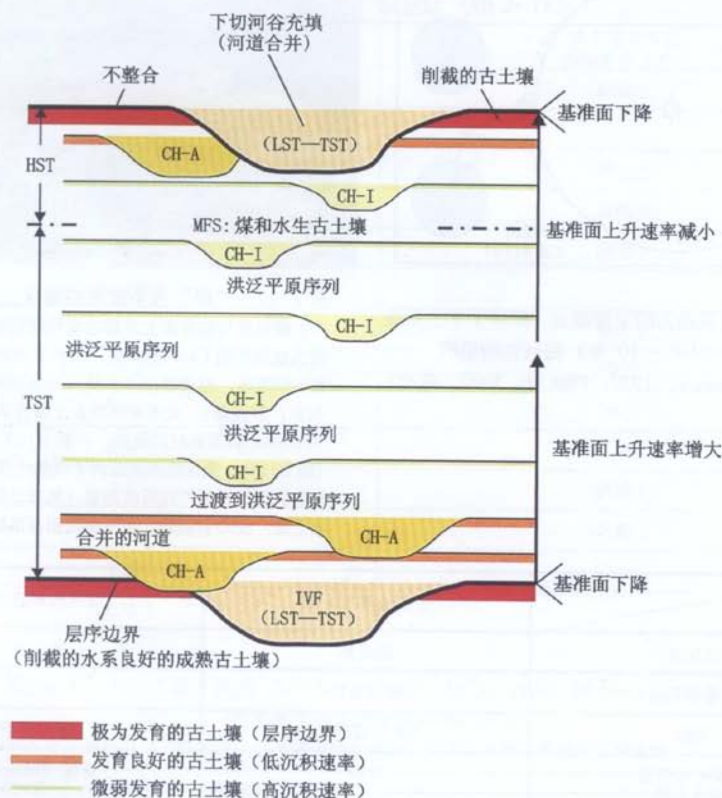


图 2-19　与基准面旋回相关的古土壤演化模式（据 Wight 和 Marriott，1993 修改）
此模式中，河流加积速率（内在的河道交汇程度和土壤成熟度）与基准面上升速率直接相关。值得注意的是，低沉积速率期（基准面上升早期或晚期）伴随着河道加积和发育较好的古土壤层；而高沉积速率则会形成由无间断的泛滥平原沉积物控制的发育较差的古土壤层。LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；IVF—下切河谷充填；CH—A—河道合并（多期河道）；CH—I—孤立河道；MFS—最大洪泛面

七、化石遗迹学

1．总的原理

化石遗迹学是研究生物遗迹的描述、分类和解释的一门学科（Pemberton 等，2001）。遗迹可能是古代的（遗迹化石——古化石遗迹学研究的目标），也可能是现代的（最近的遗迹——新化石遗迹学研究的目标）。这些遗迹通常能反映出生物的基本行为模式（如休息、运动、居住或饮食等——所有这些都可以与其扰动或安静的构造形态结合；Ekdale 等，1984；Frey 等，1987；Pemberton 等，2001），同时与其相关的是大量的生态学控制因素（如底质相干性、水体能量、沉积速率、养分、盐度、氧化作用、光线和温度等），以上这些都能指示特殊的沉积环境（Seilacher，1964，1978）。

痕迹化石包括广范的生物构造，即生物活动在沉积物或沉积岩中留下的所有痕迹，但不包括生物本身或其肢体。遗迹化石同样不包括生物体被掩埋后留下的化石，但是包括活动生物的肢体留下的活动遗迹（Pemberton 等，2001）。痕迹化石常在连续的不含化石的地层中发现，并作为证据来重建古生物环境和古沉积环境。对于任何独立的研究方法，化石遗迹学所给出的信息在某些方面意义并不明确（比如当两种或者两种以上不同的生物在一个遗迹地层中活动，或者一种生物由于行为的改变而在同一底质中产生了不同的构造；图2–20），因此，遗迹化石资料常和其他线索结合，提供用于经典古生物学和沉积学的信息。总的说来，这一补充技术可以更好的研究沉积相，同时更好的对古环境作出解释。遗迹化石学的基本原理在图 2–20 中列出。

化石遗迹学的基本原理
①遗迹化石反映了软体生物的活动，这种生物一般缺乏坚硬的身体部分（可保存下来），在许多环境下，其在生物量组成上占据优势地位
②遗迹化石可被分为反映以下现象的各种结构：生物扰动作用（原生层理或沉积结构的破坏，如足迹、遗迹以及潜穴）；生物地层层理（由生物活动生成的层理，如生物成因粒级层、生物成因沉淀）；生物沉积作用（由生物活动产生的沉积物的生成或集合，如粪粒球、生物侵蚀的产物）；或者生物侵蚀作用（生物体对地层的机械或生物化学的挖掘，如钻孔、咬痕、刮痕以及啃痕）
③遗迹化石反映活动类型，因此具有较长的时间跨度，妨碍了生物地层定年，但便利了不同时代岩石的古生态学对比。基本活动类型包括：停息、移动、栖息、觅食，所有这些可与逃逸或者平衡结构相结合
④遗迹化石对水动力（因此它们可用来识别和联系事件层）、地层连贯性以及其他生态参数，如矿化度、含氧量、沉积速率、发光度、温度以及营养素丰度和类型，都很敏感
⑤活动类型依赖于生态条件，后者与特定沉积环境有关。因此，遗迹化石常常具有较窄的相跨度，可用来解释古沉积环境
⑥遗迹化石常常被成岩作用加强，这点不同于物理或化学结构，后两者经常被溶解、染色或其他成岩过程所消除
⑦一个单独的遗迹化石可能是一个生物的产物（较易解释），或者两个甚至更多不同生物的产物（复合结构，较难解释）
⑧一个单独的生物可以产生不同的结构，对应相似地层的不同活动，或者不同地层的同样活动。同时，相同的结构可以由具相似活动的不同生物产生

图 2–20　化石遗迹学基本原理 [据 Seilacher（1964，1978），Ekdale 等（1984），Frey 等（1987），Pemberton 等（2001）的资料整理]

遗迹化石群是某种环境下遗迹的群集，其化石记录被定义为遗迹相（Seilacher，1964，1967；Pemberton 和 MacEachern，1995）。此外，除了痕迹化石的实际类型外，其丰度和配置也用于表征沉积物的结构和内部构造，并被定义为遗迹结构（Bromley 和 Ekdale，1984）。遗迹相和遗迹结构中横向和垂向的变化，通常被用来解释古沉积环境的时间和空间变化，这要基于对古生态条件变化的推测。

遗迹相作为遗迹化石学的核心，最初是基于对遗迹分布随水体加深而渐变、控制遗迹分布的环境因素等方面的观察而发展起来的（Seilacher，1964，1967）。然而，重要的是环境生态学反映多种因素的相互作用（图 2–20），栖息在特定领域的生物类型和数量并不一定解释为具体的水深，距岸线的距离，或构造或地貌环境（Frey 等，1990；Pemberton 和

MacEachern，1995）。例如，典型的螺旋潜迹遗迹相形成于较深的海底环境，低于风暴浪基面，但也可以在其他低氧环境，如海岸环境的限制潟湖（Pemberton 和 MacEachern，1995）中发现。这表明要根据遗迹相序列解释绝对或相对的古测深，或建立滨线同沉积期的海侵或海退位移，一定要慎重。

2. 遗迹相及其分类

遗迹化石集合体（即遗迹相）的分类，主要是基于底质类型及坚固性，并且与古环境解释直接相关（图 2–21）。图 2–21 中的遗迹相是按海洋影响增加的顺序列出的，从完全非海相到陆缘海、浅海以及深海环境。在遗迹相分类中用到的基本底层类型有软底（或活动或稳定，但通常未固结）、固底（半固结的底质，很坚实但是未岩化）、硬底（固结，完全岩化底质）以及木质底（侧向延伸碳质底质，如泥炭或煤层）。图 2–21 显示只有三种遗迹相依赖于底质（或者“受控于底质”，Ekdale 等，1984；Pemberton 等，2001），它们与特定的底质类型有关（也就是说，*Teredolites* 遗迹相形式只出现于木质底；*Trypanites* 遗迹相是硬底的标志；而 *Glossifungites* 遗迹相指示固底），而 8 种遗迹相的其他几种受生态环境的影响，则形成于各种软底，包括非海相到陆缘海以及完全海相。按照实际底面，遗迹相可以因此被粗分为两大类，即一类与软底有关，一类是受控于底质。就像下面所解释的，这两大类意味着不同的成因解释（如整合还是不整合），因此，这种区分对地层分析和层序地层学分析都十分重要。

底质	遗迹相	沉积环境		遗迹化石
软底陆相	Termitichnus	陆上	无海泛：古土壤发育在具有低位潜水面的冲积平原和滨岸平原	*Termitichnus, Edaphichnium, Scaphichnium, Celliforna*（蜂造遗迹），*Macanopsis, Ichnogyrus*
	Scoyenia	淡水	间断海泛：浅湖或具有高位潜水面的冲积平原和滨岸平原	*Scoyenia, vertebrate tracks*（脊椎动物遗迹）
	Mermia		完全水下环境：浅湖至深湖，峡湾湖泊	*Mermia, Gordia, Planolites, Cochlichnus, Helminthopsis, Palaeophycus, Vagorichnus*
木质底	Teredolites	陆缘海	河口湾、三角洲、障壁岛后沉积、下切谷充填	*Teredolites, Thalassinoides*
软底陆缘海相	Psilonichnus		后滨 ± 前滨	*Psilonichnus, Macanopsis*
硬底	Trypanites	陆缘海—海相	前滨—滨面—陆棚	*Caulostrepsis, Entobia, echinoid borings(unnamed), Trypanites*
固底	Glossifungites			*Gastrochaenolites, Skolithos, Diplocraterion, Arenicolites, Thalassinoides, Rhizocorall*
软底海相	Skolithos	海相	前滨—滨面	*Skolithos, Diplocraterion, Arenicolites, Ophiomorpha, Rosselia, Conichnus*
	Cruziana		下滨面—内陆架	*Phycodes, rhizocorralium, Thalassinoides, Planolites, Asteriacites, Rosselia*
	Zoophycos		外陆架—斜坡	*Zoophycos, Lorenzinia, Spirophyton*
	Nereites		陆架斜坡—盆地	*Paleodictyon, Helminthoida, Taphrhelminhopsis, Nereites, Cosmorhaphe, Spirorhaphe*

图 2–21 基于底层类型和坚实度及沉积环境的遗迹相分类（引自 Bromley 等，1984；Pemberton 等，2001）

3. 与软底有关的遗迹相

软底底质通常指示高能沉积物在潮湿至完全水下沉积环境中的堆积（低速率到高速率），因此常与整合沉积序列对应。这一普遍规律的唯一例外是 *Termitichnus* 遗迹相所代表的成熟古土壤环境，这种低潜水面，沉积物贫乏条件下的成土作用将会导致岩石记录中地层的缺失。其他的软底遗迹相都与水和高能沉积物的加积作用有关。作为对盆地位置的响应，软底被广泛的划分为非海相、陆缘海和海相三类（图 2–21）。

除了在完全陆上条件下形成的 *Termitichnus* 遗迹相外，其他非海相软底遗迹相在某种程度上都需要有淡水条件。*Scoyenia* 遗迹相是陆上与完全水下这两种非海相环境的过渡相，代表了潜水面的上下波动（上升—下降旋回），与冲积平原、暂时性湖泊和风成体系中的潮湿沙丘等沉积环境中的情况一样。在这些情况下，*Scoyenia* 遗迹相代表富含泥质—砂质的潮湿底质（Pemberton 等，2001）。*Mermia* 遗迹相（非海相软底序列中的第三个，也是最后一个（图 2–21））是在完全水下、永久性湖泊环境中松散的、细粒底质中形成的（Pemberton 等，2001）。

陆缘海的软底以 *Psilonichnus* 遗迹相为代表，在滨后（潮上）环境最为典型，属间歇性的海泛，因此，在高潮和风暴潮控制的海洋作用中属于高波能级别，在低潮和晴天具有风成侵蚀。因此，伴随着多种物理和生物化学沉积构造，底质的沉积组成变化很大，从泥、粉砂、未成熟砂岩到成熟的分选好的砂岩。由于不定期的高能量，边缘海的软底被认为是移动的底质（Pemberton 和 MacEachern，1995），因为碎屑颗粒经常由于湍流、波浪或者风而再沉积。*Psilonichnus* 遗迹相可能在其沉积范围的陆相边缘向 *Scoyenia* 遗迹相过渡，在前滨向 *Skolithos* 足迹相过渡（Pemberton 等，2001）。

海相软底指示未固结的海底加积，沉积物在此活动或固定取决于环境能量。作为一般趋势，水能量级别（浪潮活动的反映）、沉积颗粒的大小和沉积速率，从滨线向深海底随水体加深而平行地递减（Seilacher，1964，1967）。但重力流事件是个例外，它可能带来粗粒沉积物和递增的水能量到深海（斜坡，海底）中，而这些位置通常是低能的，以悬浮沉积为主导。活动的软底底质有可能进一步发育在任意从浅到深的海相亚环境中，但在统计上其在前滨及其附近（海岸、内陆架）更为发育。在软底底质的沉积速率从很低到很高变化很大，这取决于沉积物供给和能量环境的关系。凝缩段位于低谱端，海底胶结速率不超过沉积速率，仅有部分为软底底质（Bromley，1975）。但大多数情况下，凝缩段为半岩化或岩化（Loutit 等，1988），此时其变为固底，甚至硬底。可以得出结论：软底底质需要极低的沉积速率，但要比海底胶结速率要高，因此这确实是整合序列的标志。

变化的生化条件和海底环境在海相软底上产生了四种不同的遗迹化石相（图 2–21）。针管遗迹相主要形成于浪能较高的前滨和滨面环境之间，且底质包括悬移来的干净和分选好的砂（Pemberton 等，2001；图 2–22）。爬痕迹相是中低能级、沉积分选差的内陆架的主要特征，也可能扩展至紧邻的次环境（下滨面和外陆架），包括任意数量的泥、粉砂和砂（图 2–23）。这种足迹可以形成于活动到固定的底质环境中，这主要取决于水动力的能量级别（Pemberton 和 MacEachern，1995）。在爬痕迹沉积环境范围内，最高能量和部分砂能位于浪基面以上，在活动底质上，海底沉积的能级和含砂量向海递减，并低于风暴浪基面，使得底质沉积更稳定。根据深海模式，螺旋潜迹相位于爬痕迹和深海类沙蛋迹之间，在稳



图 2-22 *Skolithos* 遗迹化石相

A—*Skolithos* 遗迹（阿尔伯达省 Jasper 国际公园，密西西比系 Etherington 组）；B—临滨到始新世浪控三角洲前缘基床面上的 *Ophiomorpha* 遗迹（俄勒冈州日落湾；照片由 M.K. Gingras 提供）；C—末端 *Skolithos* 化石相：以 *Planolites* 为主的斑驳洞穴的岩心上印有大量的 *Ophiomorpha* 遗迹，在岩心的中心部位也可看到泥质碎屑物。岩心发生了偏移，基床被认为是原始水平的（加拿大东部海岸白垩系；照片来自 M.K. Gingras）

定的低氧海底环境，即低于风暴浪基面和无重力流的地区极为发育（Seilacher，1967）。这类环境经常位于外陆架和大陆坡，这里的底质主要由细粒沉积构成（图 2-21、图 2-24）。但这一观点经常是无效的，必须记住螺旋潜迹相有着更广泛的深度范围，可以扩展到任意低氧、高有机质富集的静水沉积环境（还原环境）（Seilacher，1978；Frey 和 Seilacher，1980）。因此螺旋潜迹相可以包括很宽的沉积范围，从深海（图 2-21）到浅海大陆边缘盆地和封闭海岸（障壁岛）潟湖等（Kotake，1989，1991；Frey 等 1990；Olivero 和 Gaillard，1996；Uchman 和 Demircan，1999）。因此，Pemberton 等（2001）推测螺旋潜迹的遗迹造主适应于大范围的水深变化和营养类型，可能形成于图 2-21 中所示的多数生化环境下。这一点也可以从螺旋潜迹相经常中间过渡于爬痕迹相和类沙蛋迹相中得到证实（Crimes 等，1981）。作为对比，海相软底序列中的最后一类——类沙蛋迹相有最明确的深度特征，指示了从大陆坡到盆底的深水沉积环境，这里悬浮颗粒和重力流交互沉积。这种沉积环境是静水氧化环境，偶尔被重力流事件产生的涡流打断，或由于缺少营养而中断（Pemberton 和

MacEachern，1995）。由于潜在沉积过程和沉积物源的多样性，底质的岩性从深海、半深海到浊积粉砂岩和砂岩会有很大变化。深海环境的软底底质中，砂岩到泥岩的变化率在侧向和垂向上有很大变化，这是多因素作用的结果，包括沉积物供给、盆地的自然地理和基准面变化（这些问题将在第五、第六章中详细描述）。在所有关于类沙蛋迹化石相和环境的定义特征中，水深和相关能量的生态因素比重力流过程的表现形式更为重要。有一实例论证了这一点，即类沙蛋迹不仅在水下扇边缘中被发现，在重力流达到范围之外的远源盆底中也有发现（Crimes 等，1981；Leszczynski 和 Seilacher，1991；Miller，1993）。在重力流沉积出现的地方，类沙蛋迹化石相可能包括大量明显的重力流之前的痕迹。这些痕迹由适应低能环境的稳定（生物）群体产生；重力流之后的痕迹在混浊条件下形成，而这些（痕迹）是由源于浅水环境的比较稳定生物群体产生的。由于一个更“正常”低能环境代替混浊环境，重力流之前又占据到软底之下（Frey 和 Seilacher，1980）。

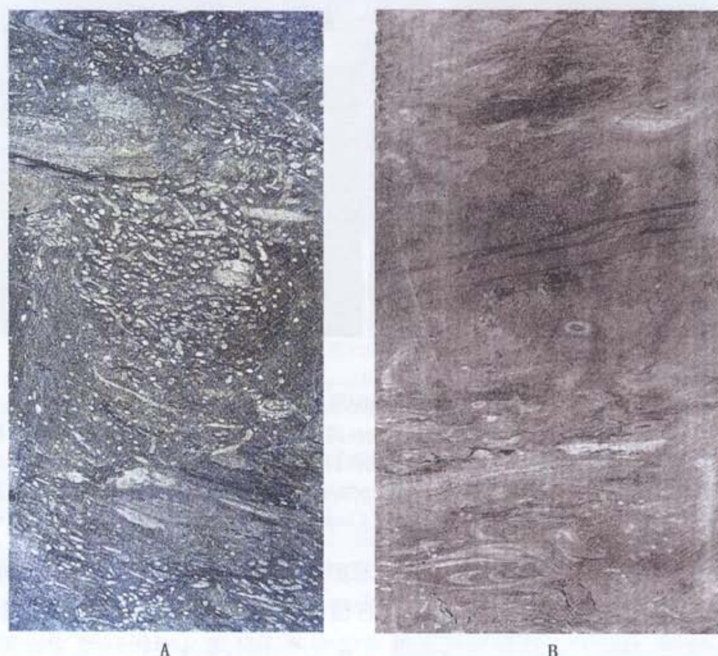


图 2–23 爬迹到螺旋潜迹（A）和爬迹（B）遗迹化石相
（加拿大东外滨 Hibernia 油田；照片由 M.K. Gingras 提供）

A—岩心显示管枝迹、螺旋潜迹和似海藻迹潜穴；B—岩心显示基底附近的根珊瑚迹、一些白边的钻螺科迹和成斑作用，管枝迹同样有显示

4. 底质控制的化石相

剩余的三类化石相（*Glossifungites*，*Trypanites*，*Teredolites*）明显不同于上面讨论的软底相关组合，在这个意义上，它们依赖于特殊的底质类型（固底、硬底和木质底；图 2–21）。由于通常与岩石记录中的地层不整合相关，这类底质控制的组合对地层学分析特别重要。底质控制的遗迹造主增加了弹性（相对于软的）底质，该底质遭受剥露侵蚀（在大

多数情况下），要么只是沉积饥饿（无沉积）期不同过程的产物。在任一情况下，固底、硬底和木质底都标志着岩石记录中地层间断（± 侵蚀）的出现。这些不整合可以出现在任何环境，从陆上到水下，但实际的表面集群现象被认为反映海洋的影响，特别是对于前古近纪[1]的情况（Pemberton 等，2001）。就不整合的成因解释而言，这个事实对层序地层具重要提示（MacEachern 等，1991，1992，1998，1999；Pemberton 等，2001）。

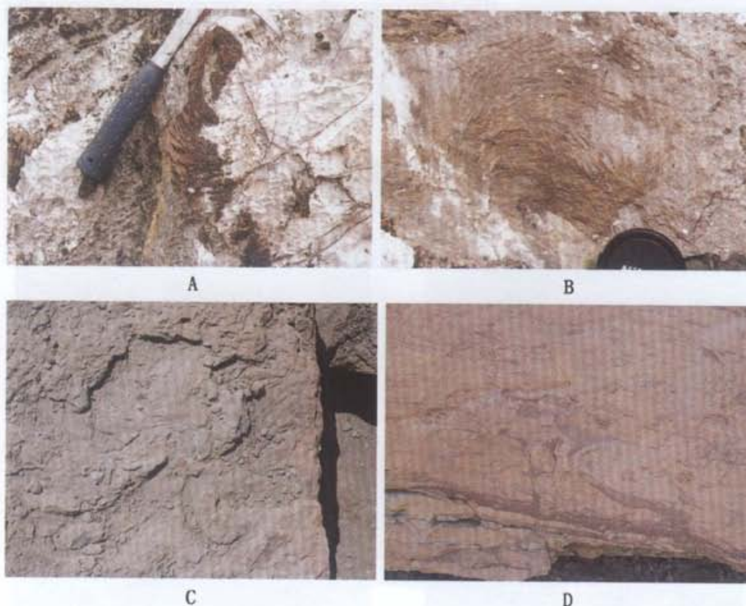


图 2–24 螺旋潜迹遗迹相

A—螺旋潜迹遗迹化石，发育在层理面上（阿尔伯达省 Jasper 国家公园，密西西比系 Etherington 组）；B—螺旋潜迹遗迹化石，发育在层理面上（阿尔伯达省 Jasper 国家公园，密西西比系 Shunda 组）；C—螺旋潜迹遗迹化石，发育在层理面上（McMurray 区域白垩纪 Clearwater 组的 Wabiskaw 段，照片由 M.K. Gingras 提供）；D—螺旋潜迹遗迹相，包括横断面上的螺旋潜迹和球粒状枝迹（McMurray 区域白垩系 Clearwater 组的 Wabiskaw 段，照片由 M.K. Gingras 提供）

舌形菌迹遗迹化石相（图 2–25、图 2–26）发育在半粘性底质，脱水泥浆是最好的例证。脱水过程发生在埋藏过程，后来的侵蚀剥露作用使得底层适于遗迹造主的生存（MacEachern 等，1992）。这种侵蚀可能发生在不同环境，冲积环境（如河道冲刷或河谷深切）、浅水环境（如潮道或波浪侵蚀）和更深水环境（如水下河道剥蚀海床）均有可能（Hayward，1976；Fursich 和 Mayr，1981；Pemberton 和 Frey，1985）。尽管不整合的发育范围很广，固底组合几乎不能在非海相序列中描述出来（Fursich 和 Mayr，1981），这是因为它们大多出现在海相和边缘海沉积背景，特别是在前古近纪时期（Pemberton 等，2001）。尽管大部分固底通常与侵蚀作用有关，但也有例外，固底组合形成半柔软的凝缩段（Bromley，1975）。无沉积间断使洋底沉积物早期固结。在这种情况下，洋底以无侵蚀的舌菌迹遗迹相遗迹造主为主。然而，在大多数研究中，舌菌迹组合与遭受侵蚀的底层伴

[1] 原文是第三纪（系），目前已不再使用。

生，指示冲刷面的存在（MacEachern 等，1992；Gingras 等，2001）。如图 2-21 所示，舌菌迹遗迹相有着相对宽的生长环境范围，可从边缘海到浅海。从层序地层学观点来看，舌菌迹遗迹相可能与海侵体系潮流形成的冲刷面、潮下海侵或强制海退背景的波浪作用、下切谷或水下峡谷、或与海侵凝缩段有关的最大洪泛面或侵蚀面有关（下超面，比较 Van Wagoner 等，1990）。

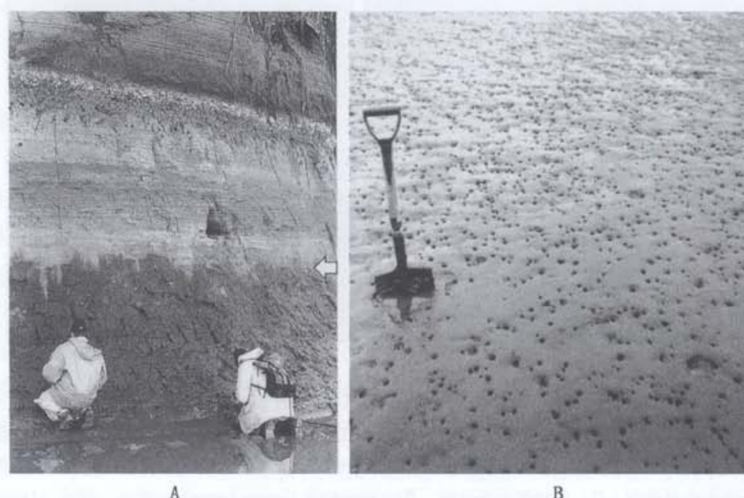


图 2-25　舌形菌迹遗迹化石相（照片由 M.K.Gingras 提供）

A—潮道充填底部的舌形菌迹遗迹化石相。这张照片显示似海藻迹潜穴向下到达下伏的潮间沉积。固底有着海侵潮汐侵蚀面的意义，其上被倾斜的异类岩性地层的潮道充填沉积和海湾点沙坝沉积充填（华盛顿 Willapa 湾，更新世）；B—现代潮间环境中的舌形菌迹遗迹化石相。这张照片显示 Upogebia Pugettensis（泥质）潜穴深入到坚实的更新世地层。固底上覆有一层薄的未固结的由现代泥岩组成的风化壳，具有海侵潮汐侵蚀面的意义（华盛顿 Willapa 湾的 Goose Point）

Trypanites 遗迹化石相（图 2-27）可能形成于各种完全岩化的底质，包括岩石质的滨岸、生物礁、已完全胶结的凝缩段（硬底）或任何种类的裸露基岩。更常见的是，硬底底质与明显的地层缺失（侵蚀）有关，这对于在岩石记录中识别不整合面非常重要，对层序地层学研究也起到了间接的帮助。完全岩化底质的产生或暴露，如基岩的侵蚀剥露作用，可能发生在任何环境中，从陆上到水下。然而，这种底质集群导致 *Trypanites* 遗迹化石相的产生，通常是海侵的产物，因此，这种遗迹化石组合可以与海侵时形成的潮汐或波浪侵蚀面，或者说陆架上的最大洪泛面相对应。因此，*Trypanites* 遗迹化石相的环境范围相对较宽，类似于 *Glossifungites* 组合（图 2-21）。



图 2-26　舌形菌迹遗迹化石相

标志着西加拿大沉积盆地下 Albian 阶 Wilrich 段底部的一个海侵浪蚀面（照片由 M. K. Gingras 提供）固底以针管迹和（或）似海藻迹潜穴为标志，上覆海侵时的海绿石和燧石滞留沉积。此波浪侵蚀面截去了主要的非海相沉积 Gething 组的顶部

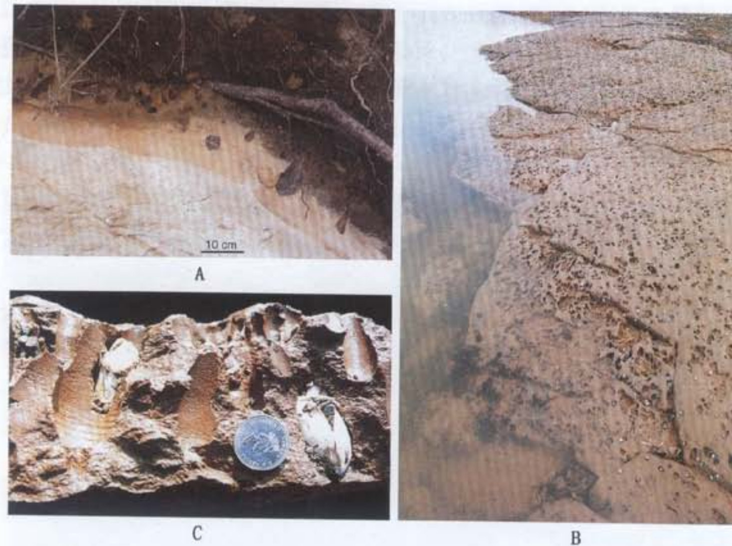


图 2-27 *Trypanites* 遗迹化石相（照片由 M.K.Gingras 提供）

A—大型 *Gastrochaenolites* 遗迹，为更新世 Pholad 属双壳类在潮汐河道底部钻孔。河道充填由富有机质的、未压实的沉积物组成（图片中黑色部分）。其下伏地层为 Oregon 地区 Coos 海湾 Empire 组的中新世滨面沉积。河道底部对应一个海侵潮汐侵蚀面；B—现代潮间带环境。图中展示的是 *Gastrochaenolites* 遗迹。硬底（Hardground）在潮汐流冲蚀三叠系岩床时发育，并有着海侵潮汐侵蚀面意义。钻孔密度可能每平方米超过 1250 个钻孔。此处临近 Nova Scotia 的 Economy 地区（Minas 盆地 Fundy 海湾）；C—现代潮间带环境（B 的细节部分），图示为被双壳类、示踪标志本身切割的槽沟钻孔

Teredolites 生物遗迹相（图 2-28）发育于木质底中，大多数由漂木层、泥炭层或煤层为代表（Bromley 等，1984；Savrda，1991；Pemberton 等，2001），木质底本身形成于非海相—边缘海环境中，在被覆盖之前可能需要侵蚀剥露，也可能不需要。产生 *Teredolites* 遗迹相的遗迹造主在淡水（等足目动物的碎屑）环境和受海水影响环境（木质碎屑双壳类）明显不同，后者是木质底组合的主要类型。木质底同硬底一样，也具有弹性，但在有机质性质方面不同于后者。这使得它们相对于岩屑底质更柔韧、更易于生物降解（Bromley，1984）。*Teredolites* 生物遗迹相多在边缘海环境中发现（图 2-21），这里滨线海侵时将海相遗迹造主带到先前沉积的非海相木质底上（如泥炭或煤层）。由于木质底的弹性，*Teredolites* 遗迹相可以保存在海侵潮蚀面或浪蚀面之下。*Teredolites* 遗迹相存在于下切谷充填底部时，就提供了潮汐侵蚀面或波浪侵蚀面改造层序界面的证据，因此下切谷沉积是海侵的。这些分析在层序地层学中十分重要，因为下切谷充填的性质（海退及海侵）长期以来存在争议（Embry，1995；Emery 和 Myers，1996；Posamentier 和 Allen，1999）。*Teredolites* 遗迹相的正确识别需要木质底钻孔的原地证据，这与异地、单片树木物质相反（Arua，1989；Dewey 和 Keady，1987）。然而，即使是后一种情况，现代岸线的最新研究表明，钻孔的木质碎屑最常见的产出地是从半咸水到海相的潮道，与海侵潮汐侵蚀面伴生（Gingras 等，2004；图 2-28）。

5. 讨论

有一点很重要，就是要注意许多遗迹化石单体通常在不同的遗迹相中。如 *Planolites* 可以是 *Mermia*（淡水）的一部分，也可以是 *Cruziana* 组合（海水）的一部分，*Thalassinoides* 可以发育在软底、硬底或木质等底质（图 2–21）。因此，遗迹的结构和组合，结合物理结构和构造提供的附加线索，可用于综合解释地层界面和古沉积环境。



图 2–28 *Teredolites* 遗迹相，位于现代潮间环境（华盛顿 Willapa 湾；照片由 M.K.Gingras 提供）钻孔砂质充填，为双壳类 *Bankia* 建造，提供了典型的保存模式。木质底对认识海侵潮汐侵蚀面有意义。*Teredolites* 和海侵滨线的结合通常对原地和外来的木质底是有价值的

总之，化石遗迹学与层序地层学的关系是双向的（Pemberton 和 MacEachern, 1995）。与软底有关的遗迹相通常形成于整合序列，有助于古沉积环境的解释，并随时间变化。软底组合的垂向变化遵循 Walther 相律的“在相对整合的地层序列侧向相变和垂向相变一致”这一原理，因此可用于解释岩石记录中的古沉积趋势（进积和退积）。这种趋势的认识是任何层序地层学解释的中心，而它与古滨线的海退海侵相关。底质控制的遗迹相通常与地层间断有关，这有助于识别岩石记录中的不整合，对层序地层学尤其有用。不整合层序地层界面的实际类型可以通过研究与缺失面接触的相的特征和相对迁移方向来进一步评估。这些方面将在第四章涉及地层界面时详细论述。前面提到，每种单一的相分析方法在一定程度上都可能是模糊的，而化石遗迹学与常规生物地层学和沉积学的综合提供了一个较好的相分析和层序地层学分析方法。

第三节　测　　井

一、引言

测井描述井眼中不同岩性的地球物理记录，可用于地质解释。在相分析（岩石学、孔隙度和流体评价）和地层对比中常用的测井类型总结在图 2–29。大多数测井类型被认为是“常规”的，已应用了几十年，但随着技术的进步，新的测井类型正在发展。例如，新的微电阻率测井结合常规电阻率方法和倾角测量产生了高分辨率图像，可以模拟实际岩心的沉积学细节。这种“虚拟成像的”岩心可以在三维空间里看到毫米级的细节特征，包括沉积叠置关系、穿层性和生物扰动等（图 2–30）。

在提供岩相资料方面，测井相对于露头既有优点也有缺点。地球物理测井的主要优点在于其提供了连续的、较厚的地层信息，经常在数公里范围内。这类测井曲线可以使我们清楚地看到不同尺度的变化趋势，可以从沉积体系，乃至整个盆地充填中看到单个沉积单元的趋势。因此，测井提供的信息相对于露头提供的不连续信息更为完整，岩相关系和地层相关性的地下调查可以完成比露头研究所完成的规模尺度大得多。另一方面，没有什么

可以取代岩心研究，不论井孔和露头剖面在空间上有多么近，从露头相分析中获得的大量细节不可能和测井分析一致（Cant，1992）。

测井曲线	测量特征	单位	地质解释
自然电位	自然的电位（相对于钻井泥浆）	mV	岩性、相关性、曲线形态分析、孔隙度
常规电阻率	电阻率（一维）	Ω·m	确定煤、粘土和流体性质
微电极	电阻率（三维）	Ω·m	井孔成像、虚拟岩心
自然伽马	自然放射性（例如 K、Tu、U）	API	岩性（包括煤、粘土）、相关性、曲线形态分析
声波	声波波速	m/s	识别渗透层、隔水层和煤
中子	孔隙中的含烃饱和度	占孔隙的百分率 %	渗透层，与声波和密度测井正交确定岩性
密度	体密度（电子密度，包括孔隙流体密度）	g/cm^3	确定岩性，如蒸发岩和致密灰岩
地层倾角	电阻率变化反映地层倾角方向	度（方位角、倾角）	在有方向的井孔中确定古流向、地层倾角以及进行构造分析
井径	井孔半径	cm	井壁状态和测井可靠性

图 2−29　测井类型、测量特征及其在地质解释中的应用

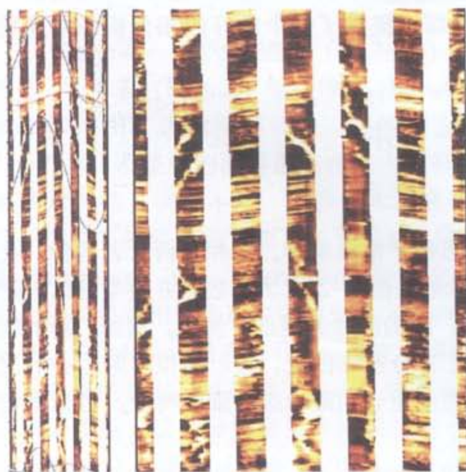


图 2−30　新的微电极测井将电阻率和地层倾角数据结合，产生了三维“虚拟岩心”
分辨率小于 8mm 的井孔成像，在缺少机械取心的情况下提供了观察沉积结构的方法
（据 Baker Atlas 资料，有修改）

二、测井：地质误差

测井提供了岩石物性的信息，但不是岩性直接的指示标志。自然电位和伽马测井在岩石学中用来解释硅质碎屑层序，但必须警惕在解释过程中可能存在的陷阱。岩石孔隙度和孔隙水化学性质的改变（淡水或海水）可能导致自然电位的响应发生改变，即使岩性相同也会出现反向偏差。同样，在解释伽马测井经常会从粒度方面（向上变粗或变细的序列）来解释，或更糟糕的是从等深方面（向上加深或变浅）来解释。实际上伽马曲线仅反映地层的放射性程度，这种放射性与岩石泥质含量和（或）有机物总量成比例。

高伽马带可能对应陆架和深海、海岸平原、滨后沼泽和湖泊等多种沉积环境。完全水下环境（海洋或湖泊）中，高伽马是对底部水循环受限以及沉积物减少时期的响应。

这一时期有利于凝缩段的形成，凝缩段通常与滨线海侵及最大洪泛面相对应（Galloway，1989）。然而，由于影响有机物和（或）细粒沉积物积累与保存环境的多样性，仅凭高伽马带不能充分明确地鉴别出凝缩段。同时，凝缩段也可以被沉积物不足时形成的多种化学和生物化学沉积物所标记（如菱铁矿、海绿石、碳酸盐岩、硬底等），因此，凝缩段可以表现为不同的曲线模式，而不一定符合伽马曲线的典型高峰（Posamentier 和 Allen，1999）。

事实上，在进行地质解释时，测井曲线在不同的沉积体系里可能表现出相同的曲线模式。如图 2–31，在河流、河口、海滩、浅海和深海环境里均有可对比的块状曲线模式。类似地，锯齿状曲线模式不指示某种特别的沉积模式，在许多地方诸如河流、三角洲平原、内陆架和深海（陆坡至盆底）环境里都能发现（图 2–32）。锯齿状曲线模式仅指示能量波动导致粗粒沉积与细粒沉积的交互（异类岩相）的情况，这种情况在许多的非海相、边缘海、浅海和深海环境中均能出现。细粒沉积为主的单一序列也可以发育在不同的沉积体系中，包括深水“漫滩”（天然堤外部的海底或决口扇区域）和外陆架环境（图 2–33）。

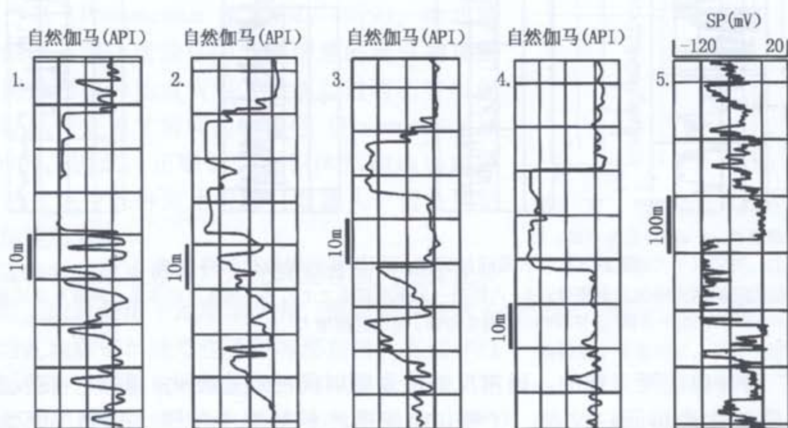


图 2–31　五种不同碎屑岩沉积体系中的测井曲线，每种都包括“块状”砂岩单元

1—河道充填；2—河口河道充填；3—底突变的滨面沉积；4—深水浊积水道充填；5—海滩沉积（据 Posamentier 和 Allen，1999；Catuneanu 等，2003a 修改）。注意沉积体系在测井上模棱两可的特征，由于这个原因，古沉积环境的正确解释需要综合多项资料，包括岩心、岩屑、生物地层学和地震资料。SP—自然电位

同时，相同的沉积体系作为沉积能量、沉积物供给和可容空间等的变量函数，可能表现为不同的测井特征。如典型的曲流河体系是由向上变细的河道充填和以泥为主的泛滥平原沉积交替而成；辫状河体系则经常由河道充填混合组成，在测井曲线上常呈块状。相对的，其他形式的河流相，包括细粒的曲流河沉积或迅速迁移的河道，在测井曲线上表现为不规则的锯齿状（图 2–34）。有决口扇发育的河流序列中也可以观察到较薄的（1m 范围内）向上变粗趋势，尤其是在低能限制性曲流河中（图 2–35）。与河流体系类似，斜坡—盆底的深水体系也可以产生多种测井曲线类型，大多数表现为锯齿状或块状、向上变细，很少出现向上变粗的情况，这主要取决于沉积物供应、沉积搬运类型（等深流沉积与重力

流；重力流的类型）以及井的实际渗透亚环境（河道、堤岸、决口扇等）（图 2-36）。

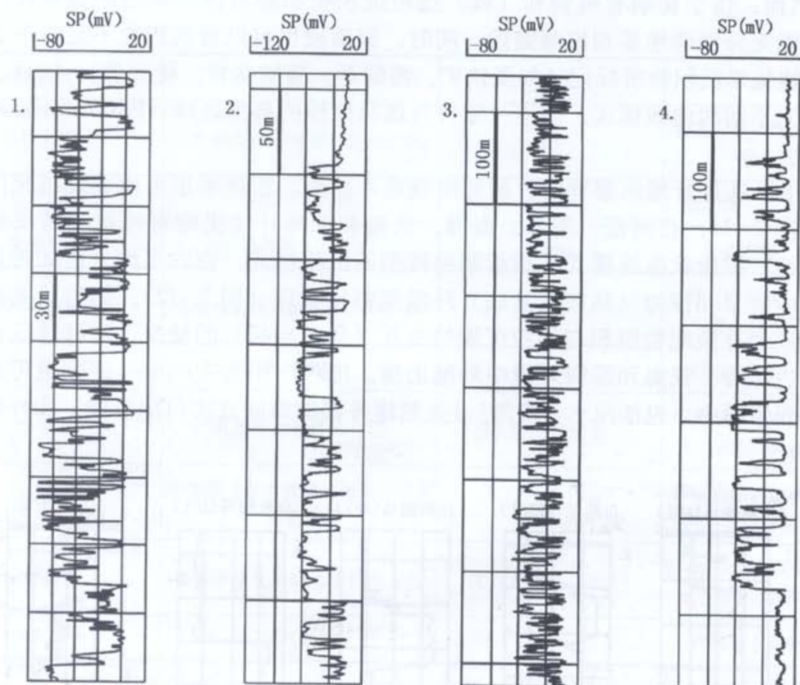


图 2-32 不同硅质碎屑沉积体系的锯齿状测井曲线
1—河流沉积体系；2—三角洲平原；3—内陆架（风暴浪基面之上）；4—深水沉积体系（斜坡至盆地基底）。
向左边砂 / 泥比逐渐增大

因此，测井曲线是多样的，通常反映能量随时间的动态变化，但不一定反映任何特殊沉积体系和构造单元。过去，对测井曲线描述包括整个范围（Allen，1975；Selley，1978b；Anderson 等，1982；Serra 和 Abbott，1982；Snedden，1984；Rider，1990；Cant，1992；Galloway 和 Hobday，1996），但最普遍的循环模式包括“块状”（也可说是“圆柱体状”）、“锯齿状”（也可说是“不规则状”或是“锯条状”）、“向上变细”（也可说是“钟状”）和“向上变粗”（也可说是“漏斗状”）（Cant，1992；Posamentier 和 Allen，1999）。块状曲线通常反映持续的能量水平（碎屑岩中高能、碳酸盐岩环境中低能）和持续的沉积物供应以及稳定的沉积速率。锯齿状曲线则反映在高能和低能间变化的环境，如河流体系中的季节性洪水，海岸环境中的潮涨潮落和风暴起伏，内陆棚环境的风暴与晴天的变化，或深水环境里的重力流与远洋沉积变化。向上变细趋势几乎能形成于任何沉积环境，试验井研究发现向上变细趋势形成于能量随时间减小或者沉降中心逐渐移动的环境。最后，向上变粗模式反映目的层向高能沉积环境的渐变。这种测井曲线特征有什么不确定性，尤其是针对 5 ~ 30m 的厚层而言，这一观点曾颇富争议（Posamentier 和 Allen，1999）。产生这种测井曲线特征的典型沉积因素包括进积分流河口坝（三角洲沉积），或者是进积的临滨

沉积（开放式滨线沉积）（图 2–37）。然而，必须注意，类似的测井曲线特征也可能描述的是浊流沉积的决口扇沉积（通常小于 5m，图 2–35），甚至有可能是深水环境的重力流沉积体系，尤其是在向海建造的浊积岩体系的远源端边缘（Posamentier 和 Allen，1999；图 2–36）。后一种案例中，向上变粗的趋势与齿状测井曲线特征紧密相关，这为我们识别深水沉积增加了一条依据（图 2–36）。

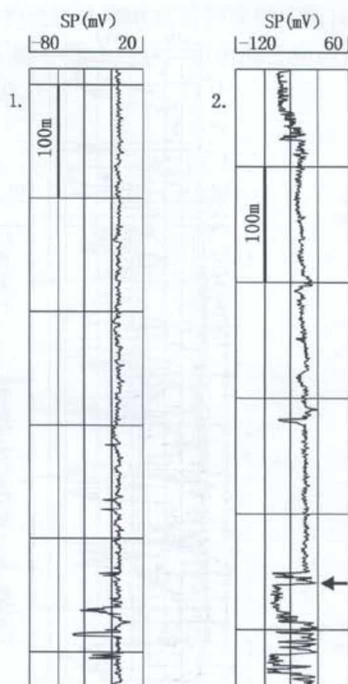


图 2–33　细粒为主序列的测井实例
1—深水盆底沉积；2—外陆架（大陆架之上，风暴面之下）沉积。注意外陆架泥质覆盖在前积浅海沉积之上（滨面—内陆架）。测井相组合为识别浊流沉积环境提供了重要线索。箭头所指为一次大陆架的洪水事件

三、约束测井解释

前面章节的讨论表明，在实际岩石资料缺失的情况下，沉积体系的测井解释和隐蔽地层界面的不确定性将是一个较大的范围。露头、岩心、钻孔岩屑资料（包括沉积学、石油地质学、古生物地层学、化石学和地球化学的分析）提供了沉积体系最具确定性的“地面真值”信息（Posamentier 和 Allen，1999）。由此断定，仅提供地下固体或流体的间接信息的地球物理资料，包括测井资料和地震资料，必须经过岩石资料的标定和验证以保证地质解释的准确性（Posamentier 和 Allen，1999）。因此，正确识别沉积体系和地层接触的最好方法是综合各种可用资料（如露头、岩心、钻井、测井和地震）。

测井资料的获取途径很广，尤其是在油气勘探比较成熟的盆地，因此常用于地层学研究。地震勘探通常先于钻探，因此地震资料通常也比较容易获得。在钻井过程中，取心资料也经常被收集起来，用以提供岩性、孔隙度、流体饱和度和生物地层（年代和古生态学）信息。岩心资料的获取比较昂贵，因此通常仅在具有生产潜力的生产层位取心（除非该井是以研究或者勘探为目的，有连续的取心）。当钻井在陆地上实施时，附近的露头可以提供一些信息，但在海上钻井则不行。综上所述，在小范围内，测井资料可以与地震和岩屑资料相结合，在更小的范围内，与岩心和露头资料相结合。独立于地震和岩石资料的约束测井解释是成功建立地质模型的最基本步骤。例如，二维地震资料提供了盆地的构造（如大陆架、斜坡或盆底）和自然地理形态；三维地震资料提供了不同沉积体系或沉积单元的立体形态而增加了另外一重约束。这些从构造和古环境的角度来看，结合所有岩石资料就可以帮助确定井位。

研究区域构造和古环境背景对接下来的测井资料分析十分重要。Posamentier 和 Allen（1999）指出：“沉积环境的正确识别将指导在井间运用何种对比方式。同样的资料，一种对比方式可能解释为临滨进积作用的沉积，而另一种对比方式很可能解释成下切河谷充填沉积，运用第三种对比方式可能解释成深水浊流岩更合理”。如果存在层位标记，能够标志横向延伸的地层或有显著测井反映的层组，则可以进一步提高测井对比的可靠性。这种对

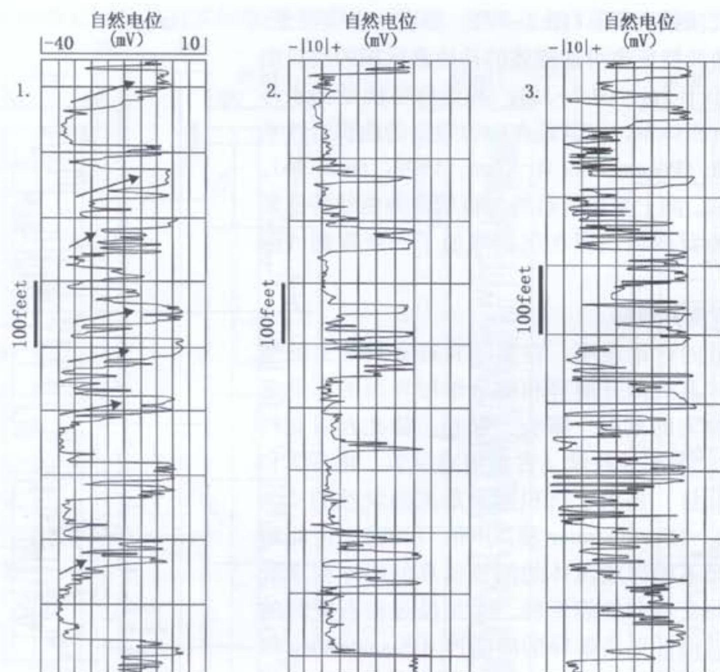


图 2-34　河流相的测井曲线

1—粒度向上变细的模式；2—块状模式；3—锯齿状模式（改绘自 Posamentier 和 Allen，1999）。沙 / 泥比向左变大

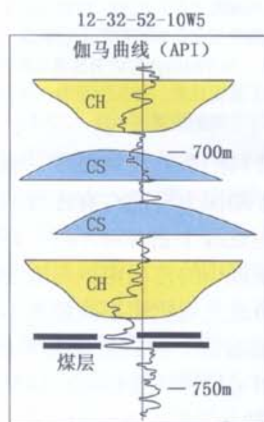


图 2-35　低能河流体系的测井曲线模式

显示出向上变细（河道充填—CH）和向上变粗（决口扇—CS）两种趋势。该例来自西加拿大沉积盆地中南阿尔伯达的 Horseshoe Canyon 组（马斯特里赫特阶）

标记包括斑脱岩和海相的凝缩段，这两种标记都十分有用，这是由于它们：①辅助约束比；②非常接近时间线。局部的煤层也是有用的层位标记，只是其年代地层意义需要逐个估定。在最大海侵期形成的煤层，与代表着盆地陆相最大洪泛面是接近等时的，而海岸沼泽环境下通过海侵或者海退形成的煤通常是穿时的。

图 2-38 是一个前积临滨背景的对比模式实例，下伏凝缩段的底作为基准面。此例包含这类背景下地层叠置模式的一些基本原则，包括向海的斜坡沉积下超下伏海侵泥岩（凝缩段），以及斜坡沉积中的地层向海方向变薄变细的趋势。如果对沉积环境和沉积过程没有很好的理解，盲目的生搬硬套沉积模式很容易导致穿过沉积时间线（此例中的斜坡沉积）强行进行对比的错误解释结果。经典的千层饼模型在某些情况下可能仍然适用，如沉积能量和沉积物供给在长距离内保持稳定（例如某些远端盆底沉积背景），但大部分环境倾向于产生复杂的地层结构，对应着能量水平和沉积模式在倾向和走向的变化。例如，在边缘海沉积

背景下，选择正确的对比方法要先知道滨线在特定时间段的轨迹，用地震资料来确定范围。沿进积三角洲倾向方向的剖面可以显示向海方向的斜向下超（图 2–39），而走向方向的剖面可以发现三角洲叶状体的双侧尖灭（图 2–40；Berg，1982）。

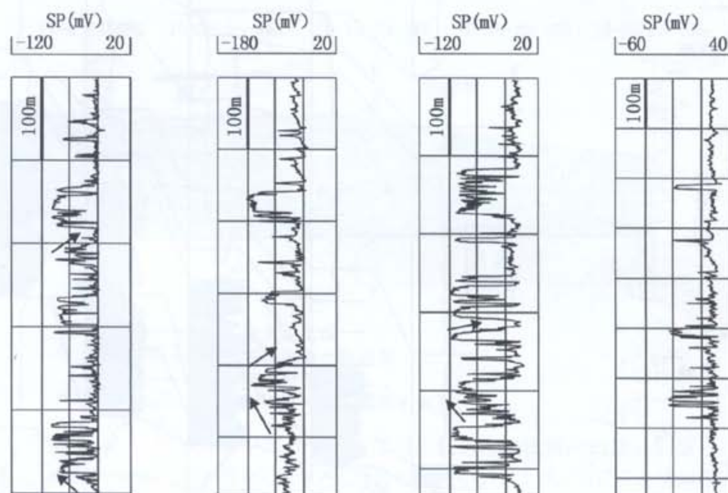


图 2–36　深水沉积的测井曲线

注意图中曲线的锯齿状和块状的特征，个别位置有向上变细或者向上变粗的特点。深水条件下砂岩通常包裹在厚度较大的继承性沉积物中。这是一个硅质碎屑岩的例子，图中的测井曲线显示出从右至左砂 / 泥比不断增大

因此，测井分析可以解释以下的相关研究目的，在观察尺度不断增加时，地下岩石和流体相的评价、基于测井模式的古沉积环境解释、以及基于模式匹配和标志层识别的地层对比。因此，观察尺度的不同可能与目的密切相关。较小规模的单一沉积要素的细节研究常用于储层的岩石物理分析（岩石学、孔隙度和流体评价），而不考虑其地层单元的沉积成因。此类分析通常是通过从两种或多种测井中同时提取信息来完成。这些“交会图”的工作对较均一、仅包含二三种测井模式的地层（例如泥岩、粉砂岩和砂岩）特别有效（Miall，2000）。然而，正如前面所强调的那样，单一沉积要素的测井图形一般难以识别古环境，而是在更大的范围内，对这些沉积单元进行研究，进而推断原始沉积环境（Posamentier 和 Allen，1999）。例如，向上变细块状沉积单元可能反映河流沉积环境；类似的向上变粗趋势的块状单元可能是滨岸环境的标志（图 2–37）；而与页岩互层的块状砂岩可能是深水环境沉积的产物。但是，所有基于总体测井图形的解释都需要地震和岩石数据来限制。

几十年以来，基于测井的、有地质论据的连井对比剖面的有效性一直是个争论点，从一种测井到另一个种的对比标准也因此得到了发展。如 Cant（2004）最近回顾了应用于浅海连续序列对比的一些基本原则，这些原则包括：①进积斜坡体总是向海倾斜；②浅海海退单元走向上趋于连续，其数量仅在滨线地区发生变化；③单元向海趋于变细变

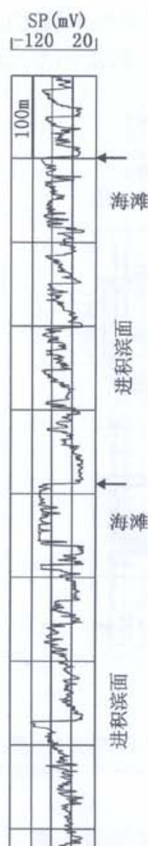


图 2-37 浅海—滨海环境下的向上变粗及块状测井曲线

箭头指示最重要的一次洪泛（海侵）事件，而其他一些程度较低的洪泛事件在每个向上变粗的前积朵体顶部记录下来。从右至左砂/泥比不断增大

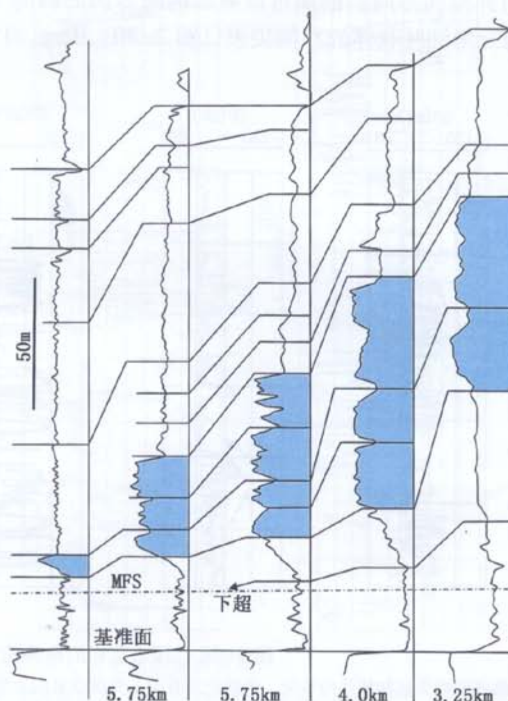


图 2-38 英属哥伦比亚上 Mannville 群的伽马曲线剖面，显示浅海沉积背景下的对比模式（改绘自 Cant，1992，得到加拿大地质学会许可）

对比线向海倾斜（向左），标志着斜坡体下超于最大洪泛面（MFS；海侵页岩的顶）上。阴影部分代表进积滨面砂岩

薄；④单元厚度不会随机变化；⑤叠置单元表现为互补性的变细变厚的地方，其间的界面可能有错位；⑥地层向陆方向可能尖灭于上超、退覆、顶超或削截，向海方向为下超（这类地层尖灭可在二维地震测线或大规模露头上很好地观察到，并在随后的章节中详细论述）；⑦在不能进行合理对比的地方，不整合的出现可以得出推断，这种接触对碎屑岩储层有着重要的控制作用，并且会在岩石记录中频繁出现。

第四节 地震数据

一、引言

地震数据通常会先于钻井资料获得，通过区域构造、地层结构和流体含量方面的研究，为地下盆地充填的初步评估提供了基本方法。地震探查是烃类勘探不可分割的一部

分，因为它可以：①评估构造环境和古沉积环境；②识别潜在的烃类圈闭（构造的、地层的或复合的）；③评价潜在的储层和盖层；④评价烃源岩和评估盆地中的油气充注；⑤评估单一储层中流体数量和液体性质；⑥基于以上研究设计井位；⑦在油气勘探中显著提高风险管理。

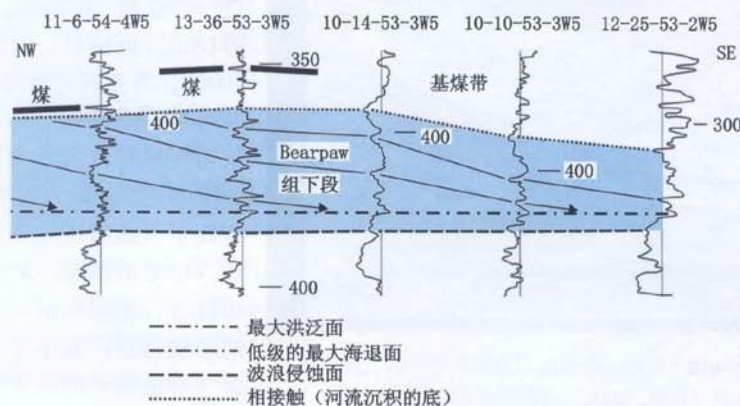


图 2–39 阿尔伯塔中部 Bearpaw 组海相到边缘海相倾向的伽马剖面

剖面长约 30km。地层内部结构（阴影部分）显示向右倾斜进积（向海），下超于海侵页岩顶部的最大洪泛面。每个进积朵体对应低一级的（高频）海侵—海退旋回。较小的最大洪泛面与每次进积朵体相关，未表示出来。海侵相（向上变细）通常比海退相（向上变粗）薄

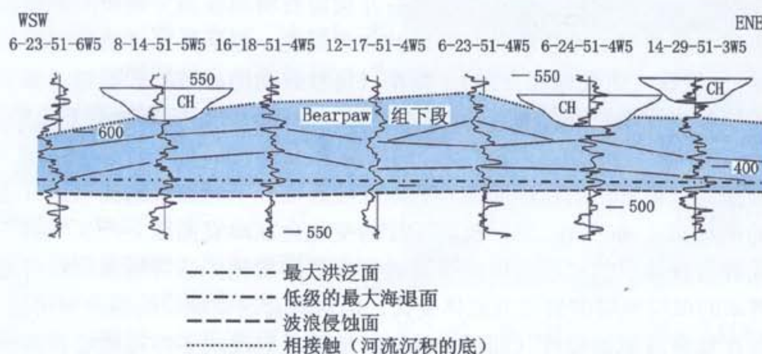


图 2–40 阿尔伯塔中部 Bearpaw 组海相到边缘海相横向伽马连井剖面

剖面长约 25km。地层（阴影部分）的内部结构显示：最大洪泛面之上，三角洲朵体向两侧尖灭。CH—河道充填

20 世纪 70 年代地震勘探技术的发展使得从经典地层学向地震地层学（层序地层学的前身，见第一章）的发展成为可能（Vail，1975；Payton，1977），并建立了地震资料的地震地层和层序地层体系解释的最初标准（Mitchum 和 Vail，1977；Mitchum 等，1977；Vail 等，1977）。与露头、岩心和测井资料相比，地震资料既有优点又有缺点，如下文所强调的那样，因此综合利用这些资料进行相互标定和补充从而建立地质模型是很重要的。

在任何地震勘探的初始阶段，地震数据都是沿线性剖面采集，获得地震测线的二维数据（旅行时和水平距离两个维度）；在现代地震勘探中，这些二维测线组成的网络可以通过

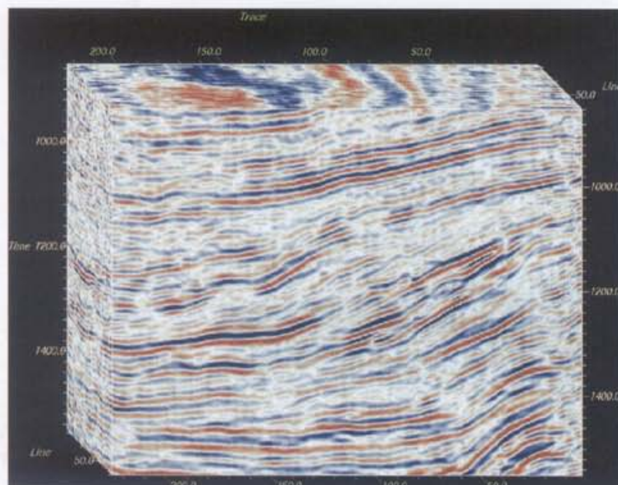


图 2–41　Delaware 盆地二叠系前积型陆架边缘的三维地震数据体实例（Hart，2000，沉积地质协会许可转载）
该图可切换至任意角度观察构造和地层变化情况

计算机综合解释产生三维数据体（Brown，1991；图 2–41）。数据采集后，在利用其进行地质解释之前，需要对原始地震数据进行进一步处理（如解编、增益恢复、静校正、反褶积、偏移等；Hart，2000）。当完成对地震数据的处理并可供地质解释之后，地震测线就可提供绵延数十公里、深达数公里的连续的地下地层界面信息。相比于只能提供盆地特定位置离散点信息的测井、岩心和露头分析而言，地震数据可以提供连续的地质信息；其不足是垂向分辨率（用地震剖面所能识别的最薄地层）与其他三种方法相比较低和地质信息的间接性（相对于直接获取而言地震方法是通过物理性质间接推测地层信息）。

二、地震数据物理属性

地震图像反映了地下地层与进入地层岩石并被岩石物理性质所调制的地震波之间的相互关系。地表震源所发射的地震波具有特定的物理属性，包括外形（检波器所检测到的地震波空间形状）、极性（主要偏移方向）、频率（每秒波动的次数）和振幅（偏移幅度，与振源所释放的能量成正比）。当地震波穿过地层时，除频率外，所有参数都可能发生变化，频率是一个只与震源所发出的地震信号有关的常量。

与地震勘探关系最密切的物理属性包括地震波速度、不同地层的波阻抗（速度因岩石密度而增加的倍数）及其比值。波阻抗随深度的变化会在地震测线上产生发射，这意味着地层岩性、同种岩性体中的地层流体或是其成岩作用的变化。通常地震反射可能不反映厚度小于其分辨率的单层地层的岩性或流体变化，但对一套这类地层的组合则可能发生反射。通常认为，保存地震波原始极性（即正极性）的地震反射反映了穿过地层界面波阻抗的增加，而极性的变化（负极性）则反映随深度的增加波阻抗的减小。地震反射振幅通常与过地层界面的波阻抗差成正比。因此，储集相顶部的高负异常反射通常是石油勘探中的一个好的标志，因为这标志着储层内波阻抗的突然降低，这可能与孔隙度增加和孔隙内低密度流体（如烃类）有关。例如，负极性反射可能标志着从泥岩到含烃渗透性砂岩（封盖良好的油气藏）的转变，但也可能是由致密砂岩（高波阻抗）到下伏泥岩（相对较低的波阻抗）的转变。相似的多解性在正极性反射中也同样存在：泥岩上覆于致密砂岩之上、渗透性砂岩上覆于泥岩之上或是盐底辟（通常认为是高波阻抗层）顶层。

地震反射波的特性（单一地层与多层合并地层）也增加了将极性数据应用于岩性及流体解释的不确定性，当地层垂向厚度大于地震垂向分辨率（即地震反射响应单一地层的分界面）

时，应用地震反射极性资料进行地质解释可靠性较高；而地震反射是由多层薄互层引发时，它所反映的是一个复合信号，其解释结果的可信度较低。所以除简单的极性和振幅研究之外，其他整体综合应用地震资料检测流体的技术也发展起来，如亮点技术（因含气引起的高负异常）、平点技术（油水界面处的水平方向高正异常）和AVO等用于检测天然气或含气量大于5%的轻质油的计算机数据分析技术。

地震资料的垂向分辨率首先由其激发信号频率控制，高频信号可提高分辨率，但有效探测深度降低；低频信号具有较大的探测深度，但分辨率降低。在实际应用中，通常将地震波长的1/4作为地震垂向分辨率（Brown，1991），所以地震分辨率也与地震波速度有关，而速度又由岩石密度所决定。例如频率为30Hz的地震波以2400m/s的速度在地层中传播时，其垂向分辨率为20m；这意味着厚度小于20m的沉积单元由于其顶底反射混合在单一反射界面中，而无法识别出来。取得调查对象的适当的分辨率意味着在激发频率和期望的探测深度之间的恰当平衡（图2−42）。

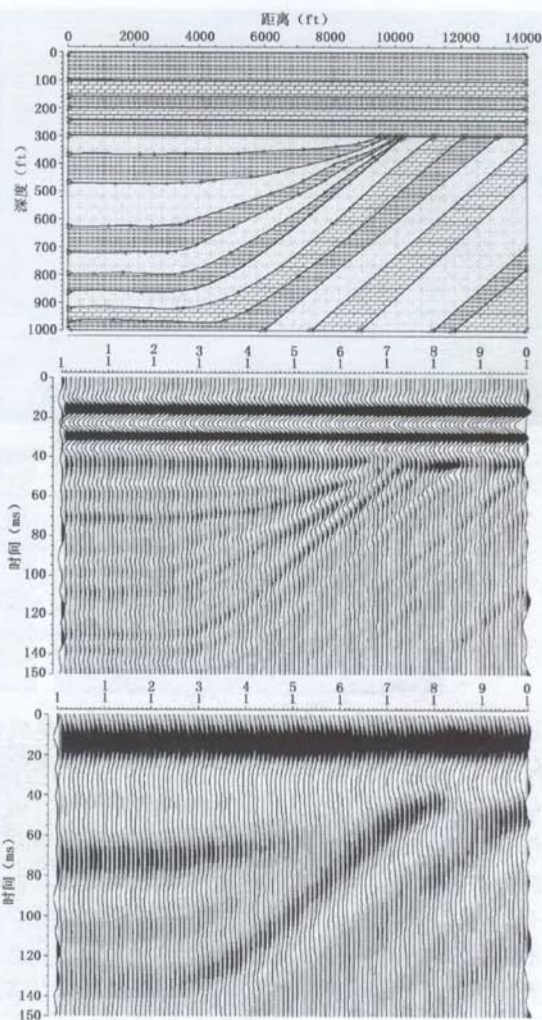


图2−42　频率对分辨率和地层几何形态的影响（Hart，2000，沉积地质协会许可转载）

真实的地层几何形态可以从用75Hz子波所建立的地震模型（中）中识别出来，而用20Hz子波则可能引起误导，将地层关系识别为上超（下）

地震数据垂向分辨率的限制是阻碍其用于小尺度单一储层或沉积单元精细研究的主要因素，因此，传统观点认为地震数据在用于大尺度构造和地层研究时效果显著，而当用于小尺度精细研究时作用有限。随着技术的不断改进，垂向分辨率从数十米逐渐提高到几米，并可以获得地质体的三维地震图像。不管技术如何进步，地震数据提供的依然是固体和流体相界面的间接信息，因此用井资料对其进行校正对地震相—岩相关系、地震波速度测量和时—深转换都极其重要（图2−43）。

三、地震数据分析工作流程

地震数据分析工作通常由勘探地质家或勘探地球物理学家进行，计算机的运用促进了它的发展。通常的工作流程包括大比例尺构造和地层解释的初评及其后的小比例尺精细研

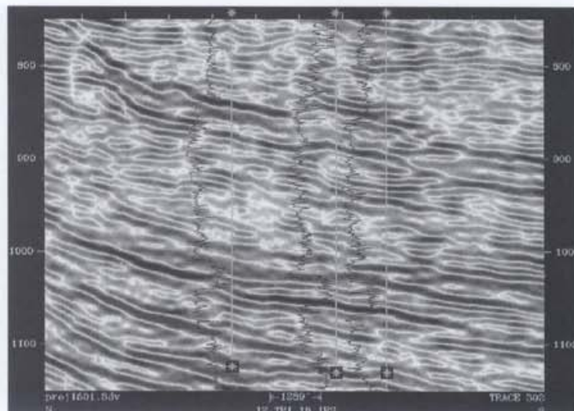


图 2-43 叠合测井曲线的地震剖面示例图（Hart，2000，沉积地质协会许可转载）

剖面展示了 Delaware 盆地二叠系硅质碎屑岩—碳酸盐岩混合沉积的陆坡向盆地方向（右）的进积。白色垂线代表 GR 曲线所在井的井迹。注意：岩性（低 GR 代表纯净碳酸盐岩、高 GR 代表白云质砂岩或粉砂岩）对比与主要反射层之间的关系。这类剖面仅在时—深关系已经建立的地区才可获得，可用来标定地震和测井资料

究，后者可解释潜在目标的精细特征。下面将细述这一工作流程的主要步骤。

1．地震数据普查（reconnaissance）

对新地震数据体的普查从全面滚动扫描地震数据（从前到后、从顶到底、从一边到另一边）开始，以期评估全区骨架构造和最基本的地层叠置类型（Hart，2000）。在这一阶段，在其后的所有数据解释阶段也是如此，解释者都必须具有丰富的沉积和构造模式知识，这样才能为所解释的新数据体选择一个符合地质规律的构造和沉积模式（图 2-44）。在滚动普查地震资料之后，将地震数据体在可能出现构造或地层圈闭的潜力区进行切片详查。这种圈闭的出现通常具有特征的地震异常，而这些异常又可以通过运用各种数据分析技术进行识别和研究（图 2-45）。地震数据切片分析是最常用的分析技术之一，在数据处理的不同阶段有不同类型的地震切片（图 2-46）。在数据分析早期阶段，能够得到的最简单的切片是时间切片（穿过数据体的水平或倾斜切片，图 2-46），它在地震反射成图之前就可以获得。时间切片的弱点是它们通常是穿时的，因其不像古沉积界面（通常与古地形有关，可能受次生构造和差异压实影响）那样在地震数据体内有一个完美的几何响应。因此，极少有时间切片与古地形或古海底相符的情况，除非是在浅层的近期沉积物中的切片。完成对地震数据的解释成图工作以后，通过拉平目的层（解释出的古沉积界面），并沿其对地震数据体进行切片就可获得层切片（图 2-46）。层切片有时可能令人惊讶的揭示古地形和古环境的地貌细节，并为古沉积体系解释和测井资料校正提供关键证据。近年来随着科技的发展，地震分辨率不断提高，层切片在地震资料地质模型解释中的应用变得越来越重要，在某种程度上逐渐形成一个名叫“地震地貌学”的新学科（Posamentier，2000，2004a；Posamentier 和 Kolla，2003）。

在地震普查阶段，通过体切片发现的地震异常可以通过一些专门技术进行深入研究，例如可用于强化古地貌解释的像元拾取技术和不透明充填技术。像元是指组成数据体的单元，类似于“像素”概念，它除了平面维度外，还具有相对于时间或深度的第三维度（“z”）。两个平面维度（通过平面的“x、y”坐标度量）由共反射点面元尺寸决定，即单一地震道所能代表的面积，垂向维度（“z”）值由地震数据数值采样率决定，通常取 2ms 或 4ms 的双程旅行时，这样，每个像元都对应一个地震波振幅值。像元拾取法可以自动拾取具有相似地震波特征的像元，从而揭示三维空间离散的沉积体系分布。与之相似

的，不透明充填技术通过将特定范围值内的像元设为不透明，从而得出目标地层的特征（Posamentier，2004b；B. Hart，私人通信，2004；图 2–45）。

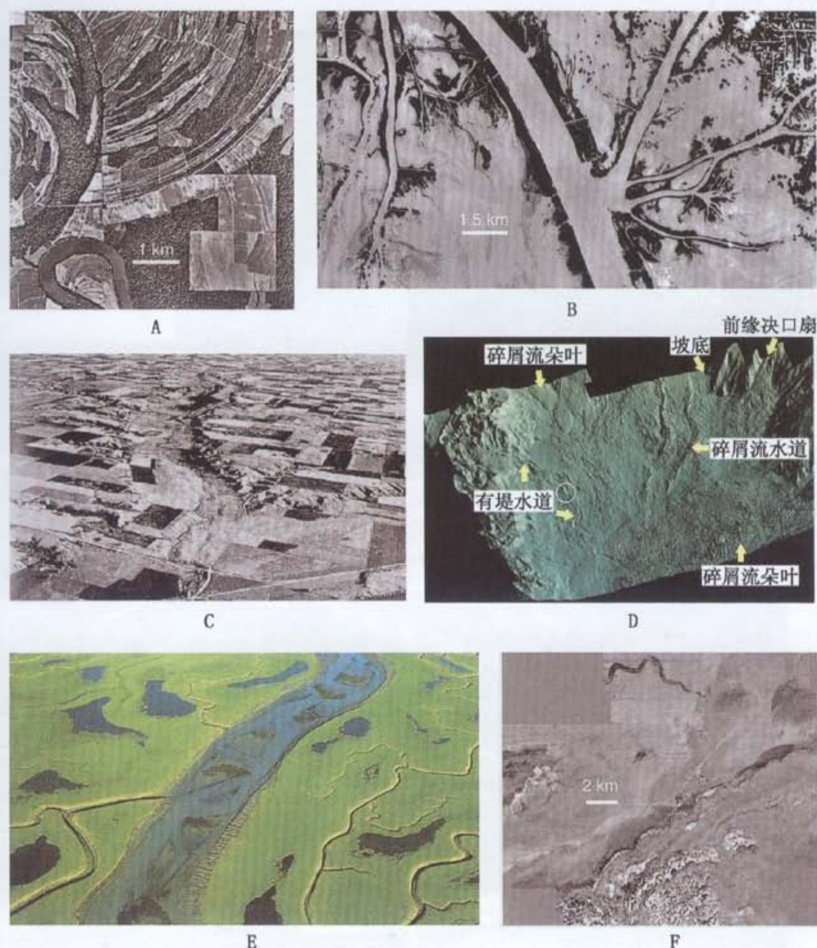


图 2–44　现代与近代沉积体系类比（图件由 H. W. Posamentier 提供）

A—路易斯安那州密西西比河航拍照片，图中可见点沙坝逐渐发展为涡形沙坝；B—路易斯安那州密西西比河 Main Pass 地区分支河道、决口扇和决口河道航拍照片；C—科罗拉多州现代下切谷的偏斜航拍照片，注意其侧向支流及河间地区（比例尺参考图中的道路和房屋）；D—东墨西哥湾 DeSoto 峡谷现代超深水海底地震地形图，图中显示斜坡底部（坡度约 1.8° ）和与之相邻的盆底（坡度约 0.3° ），还可见碎屑流水道和朵叶、浊流有堤水道和浊流决口扇等（比例尺参考图中圆圈处河道宽约 300m）；E—路易斯安那州密西西比河三角洲的一条废弃分支河道偏斜航拍照片，注意河道主流线与河道中的交替沙坝（图中主河道宽约 1km），小河道构成潮沟；F—印尼东爪哇盆地第四系等时地震切片，从崩落痕可推测为陆架边缘，在外陆架有一小型下切谷向陆架边缘三角洲供给物源，可以推测其构成了强制海退沉积体系

2．层段属性图

普查阶段识别出地层目标之后，通过在特定地震“时窗”建立区间属性图可以更精细

的评价这些地质目标（图 2–47、图 2–48）。最常用的区间属性图包括各类振幅提取图、地震相图和地震道集相干图，每种图件都能突出所分析的沉积体系的相应属性特征（图 2–48 至图 2–52）。

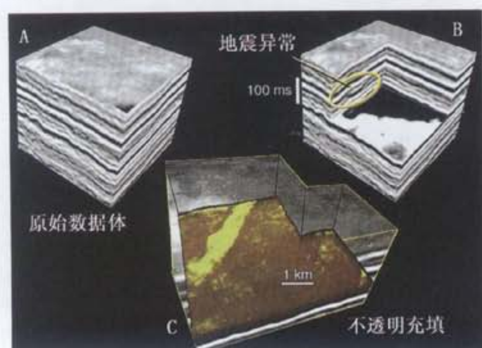


图 2–45　地震数据普查（西加拿大沉积盆地；图件由 H.W. Posamentier 提供）

A—原始三维地震数据体，可见振幅域的两条剖面和一层平面；B—三维地震数据体椅状切片，可见一块突出的振幅异常；C—将高振幅像元设为不透明色的充填图，所有其他像元设为透明，图中可见一条线状振幅异常带，解释为河道

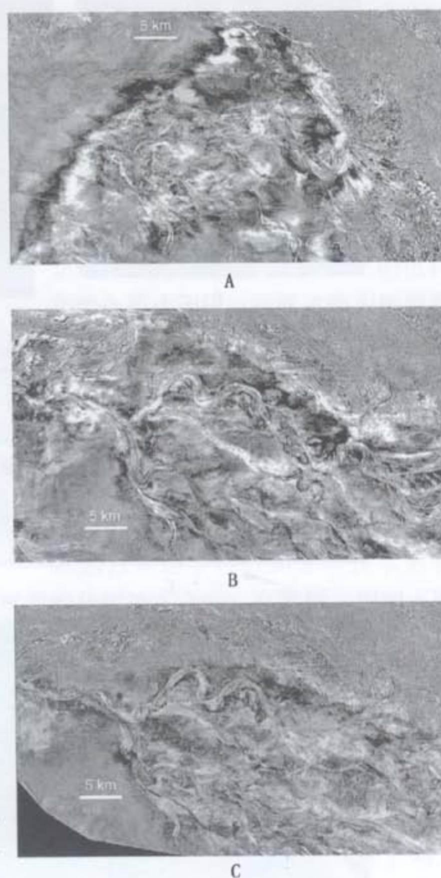


图 2–46　对三维地震数据体应用不同的切片技术进行勘查解释（图件由 H.W. Posamentier 提供）

A—时间切片，沿水平切面进行振幅提取，图为东墨西哥湾水道密集的深水浊流沉积体系；B—倾斜切片，沿东南方向呈 2° 的倾斜面进行振幅提取；C—层切片，沿接近目的层的反射层进行振幅提取，这类切片可获得整个沉积体系的最佳图像

振幅提取图可以显示选定层段的不同振幅属性（如平均振幅、正极性振幅、负极性振幅、累积振幅、峰值振幅和均方根振幅等），通常这些属性变化反映了波阻抗的变化，而波阻抗的变化是由沉积相的横向变化而引起的。因此，这些图件可以使解释者直观了解所解释沉积体系的可视化外形，甚至是沉积体系内某一沉积要素的形态（如图 2–49 中的河道充填和图 2–48 中的礁体结构），而这些外形本身也是沉积体系识别的标志。

地震相图也是针对选定层段展开的（如图 2–51 中 34ms 段），在层段范围内通过计算机对波形的计算来分析地震反射的形态。图中以不同颜色来区分不同的波形类别，进而将波形分类解释为不同的沉积相和沉积单元（图 2–50、图 2–51）。也就是说沿选定时窗的地震波振幅属性的变化也受沉积相横向变化的影响，因此，每道的波形特征是岩性—流体复合体的综合响应。当然，这种响应需要用井资料进行校正，尽管从地震相图显示的沉积体系在总体形态上可以有效地推测沉积体系不同部位的

岩相。如图 2–50 的分类 9 和分类 10（图中圆圈内区域）被看作是河道充填砂体中储层最好的部位。一旦将波形解释为岩相，就可以通过高亮显示特定的波形从而突出特定的沉积单元（图 2–51）。

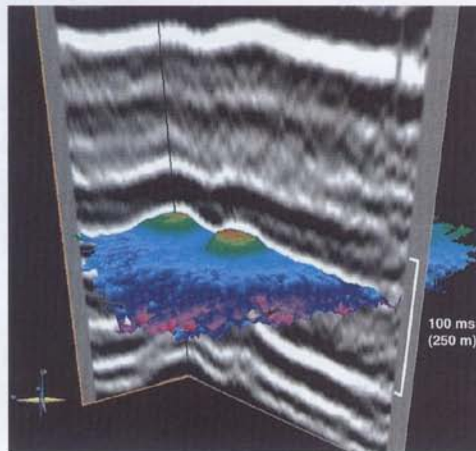


图 2–47　西加拿大盆地泥盆系两个塔礁的剖面及三维图形（图件由 H.W. Posamentier 提供）
图中颜色表示旅行时间，红色 / 绿色为高值，蓝色为低值，每个礁体约 720m 宽，
两个礁体被一条 200m 宽的潮汐水道隔开

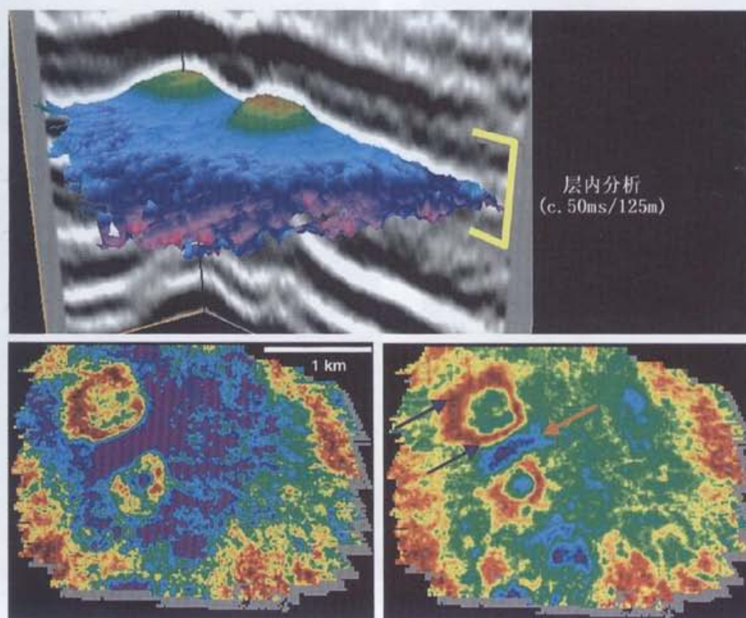


图 2–48　图 2–47 中两个礁体沿层提取的属性图（图件由 H. W. Posamentier 提供）
左下为最大振幅图，右下为正极性振幅累积图。该图按 50ms 时窗沿层提取，注意：图中礁体结构的振幅不对称性（蓝色箭头），可能反应了礁体周围不同的水体循环方式，包括向陆方向和背风面的差异（盛行风来自右上方），礁体结构之间的振幅差异（红色箭头）反映了岩性的差别，这可能与礁间的潮汐冲刷有关

地震数据体内地震道间的相关性可以通过相干性作图突出显示，这种图件可以用于研究古地形和构造特征（图 2–52）。相干性是体现数据体内地震道相关性的一种属性，通常用亮色来显示地震道相关性较强的区域，用暗色来标示相关性较弱的区域。相干图标出的地震数据体边缘可能标志着沉积或构造单元的边缘。

3. *层属性图*

层属性图通过在前述研究步骤中的时窗中拾取地质层面，来强化古沉积环境中的沉积单元形态和古地貌。如果地震反射界面的解释是正确的，那么这些层切片将非常接近等时面，提供了一张当时沉积环境的快照。层属性图通过沿特殊反射层提取诸如倾斜方位角、倾斜量、粗度或曲率等各种属性来获得（图 2–53），如图 2–46C 所示，也可以沿平行于层面的某一可成图的反射面提取振幅构成层属性图，这类层切片可以提供完整沉积体系的最佳图像。

通过在三维空间内进行地层图的制作，并结合研究区的沉降史和构造样式就可以获得时间构造图（用时间来表示的地下界面的深度）（图 2–54）。这些图件还可以综合层段或层面属性以加强可视化效果，如在时间构造图中添加倾斜度属性（图 2–55），或是将相干图与振幅资料叠合（图 2–56）。

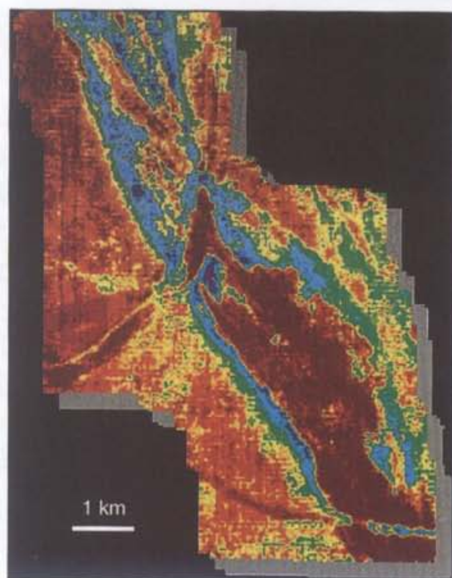


图 2–49　白垩系分支河道层属性图（西加拿大沉积盆地，图件由 H. W. Posamentier 提供）

为 40ms 时窗内的振幅强度，在 1.5km 宽的主河道中的线性构造为交替沙坝。注意图中两条切穿主分支河道的小河道，切穿关系表明其形成年代要晚于主河道

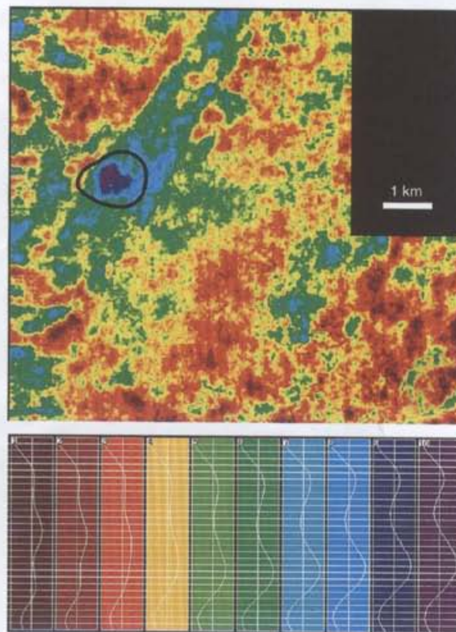


图 2–50　基于地震道十级分类的地震相图（图件由 H.W.Posamentier 提供）

为西加拿大沉积盆地的河道化沉积体系。图中黑线部分为一个小的构造高点，注意：深紫色部分（即分类 10）就位于其中，表明它是河道中最可能的烃类储集空间。总之，分类 7 ~ 10 为河道充填相，分类 1 ~ 6 为道间沉积

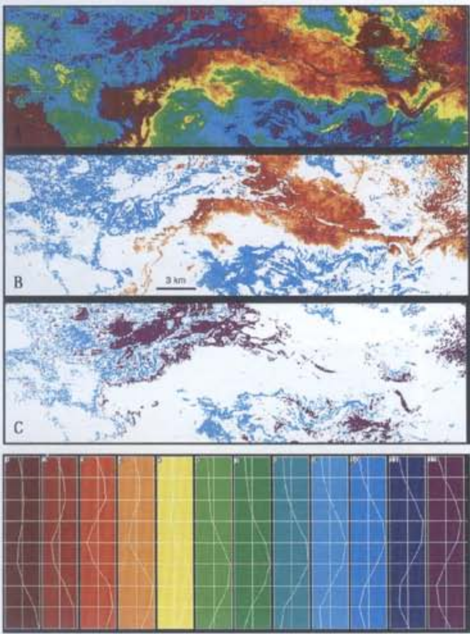


图2–51 墨西哥湾盆地东部洋底的深水物质搬运复合体地震相图（图件由 H. W. Posamentier 提供）

为 34ms 时窗内地震波 12 级分类图件，具有穿时性，显示碎屑流沉积（图中左上方，近源端）超覆于河道化浊流体系（图中右下方、远源端）之上。A—显示所有分类，这种模式下可观察大尺度的弯曲变形，B—突出显示分类 2、3、4 和 9，揭示沉积物从远端呈席状复合搬运；C—突出显示分类 9 和 12，显示复合体中近源地区较曲折部分

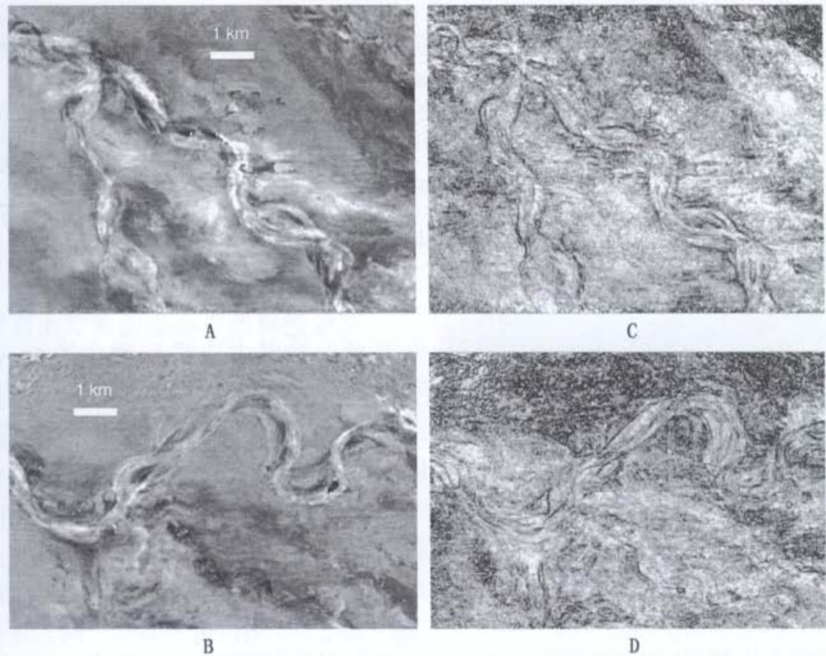


图 2–52 东墨西哥湾东部上新—更新世深水水道体系的层间属性（图件由 H. W. Posamentier 提供）

A 和 B：两个水平切片的振幅属性提取，反映水道主流线的连续变化和水道决口，水道主流线的叠覆体现曲流的环形河道向右迁移及与之相伴的水流变化。C 和 D：图 A 和 B 中相同水道体系的相干切片，相干性是体现地震道相关性的一种属性，通常亮色表示地震道相关性较强的区域，暗色表示相关性较弱的区域。相干图可突出地震体边缘（即沉积单元边缘），图中突出的河道边缘在图 A 和 B 中也有体现

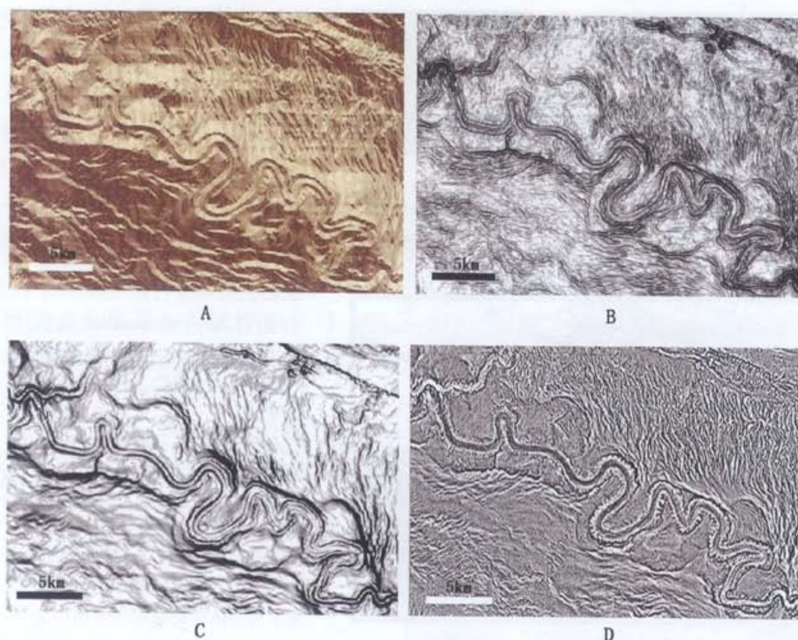


图2−53 墨西哥湾东北中—晚更新世"Joshua"深水河道层属性图（据Posamentier，2003修改；图件由H.W.Posamentier提供）

A—倾斜方位角图，该图展示了不同的层面倾向，北倾层面着浅色，南倾层面着深色，过渡部分着相应过渡色，从而产生伪三维图，注意小型上升河道顶部的刀锋状外形和河道侧面小的沉积起伏；B—表面粗糙度图，该图依据表面粗糙度进行划分，较粗糙区为暗色，较平滑区着亮色；C—倾斜度图，主要体现表面坡角，较陡地区着黑色，较缓地区着白色，图中上升河道不再呈刀峰状，而是呈上凸的扁平或圆形；D—曲率图，该图将层面中低曲率（平缓）部分着暗色，高曲率部分着亮色，从而突出沉积单元外形，此图可看到其他属性图中不易发现的细节，包括上升河道天然堤侧面发育的小型陡崖和河漫滩发育的沉积起伏

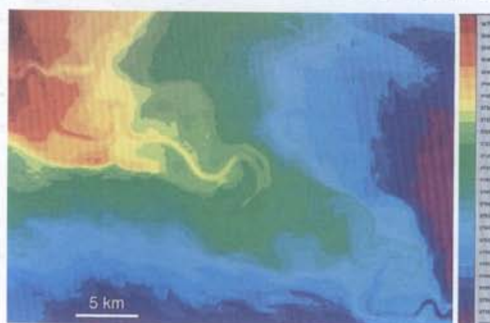


图2−54 图2−53中河道的时间构造图（图件由H. W. Posamentier提供）

该图反映了沉积后生差异压实作用引起的河道及主流线的抬升方式。河道相对于河漫区域抬升了65m，河流方向为从左向右，红色和橙色为相对于绿、蓝和紫色的较高部位，紫色表示最深部位，右边的比例尺为海拔负毫秒数

4．三维透视图

三维透视图是在层段或层面属性图上增加另一组可度量值，三维透视图展示的是从三维地震数据体中提取的界面在$x—y—z$三维空间的展布。解释的层面可以从任一角度设计投影光源，观察其沉积单元和地貌。图2−57、图2−58和图2−59是这类三维图件的例子，图2−57突出了河流沉积体系对地形的冲蚀和改造作用，图2−58为海相碳酸盐台地，图2−59为以重力流为主的盆底深水沉积特征。这类地震资料对重建古环境和校正井资料有巨大作用，在三维图中还可以通过切换观察角度和投影光源来帮助检查地质体特征（图2−60）。

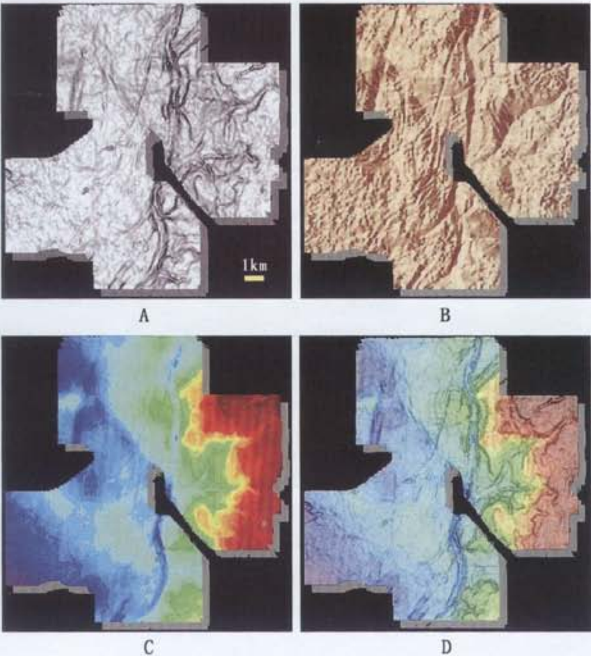


图 2-55 西加拿大沉积盆地白垩系基底不整合的四张层属性图
(图件由 H. W. Posamentier 提供)
A—倾斜度图；B—倾斜方位角图；C—时间构造图；D—时间构造与倾斜方位角综合图。该层以白垩系基底或其附近层位大量发育河道沉积为标志

第五节 测年技术

测年技术是指应用古生物学、地层学方法和地球物理方法如放射性同位素测年(Bates 和 Jackson，1987）等技术估测地层地质年龄的技术。通常运用生物地层、磁性地层、同位素地球化学或特征岩性作图等方法来确定时间控制。地质家们渴望取得年代资料，尤其在进行大比例尺对比时，需要用它进行约束。

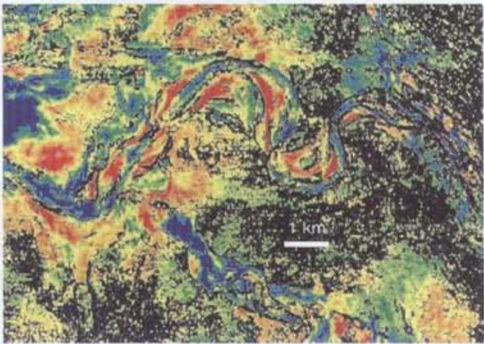


图 2-56 东墨西哥湾上新世—更新世深水天然堤型河道双重属性混合着色图
(图件由 H. W. Posamentier 提供)
该图由振幅和相干性组成，可以从振幅域中获得岩性信息，从相干性域中获得河道边缘外形特征，图中可见河道主流线的叠置变迁，本区河湾总体从左向右迁移

不同技术取得的测年数据的分辨率因方法而不同，同时也受所测地层年代影响。例如，生物地层测年技术的分辨率可以是 0.5Ma（依据西加拿大沉积盆地白垩

系菊石的分带性，Obradovich，1993）、1Ma（依据西加拿大盆地上白垩统孢粉分布，A. R. Sweet，2005，私人通讯）或2Ma（依据卡鲁盆地二叠—三叠系古脊椎动物分布，Rubidge，1995）。生物地层技术和磁性地层技术综合应用可以达到较好的效果，在对白垩系和第三系进行综合测定时分辨率可达0.4～0.5Ma（磁极变化间隔）。地质年代学研究成果在显生宙地层中的误差范围为0.5Ma，在前寒武纪地层中误差在1Ma以上。除这些方法以外，岩性时间标志，如灰层或广泛发育的古土壤层，可以加入到与时间线响应良好的时间控制中（图2-61）。

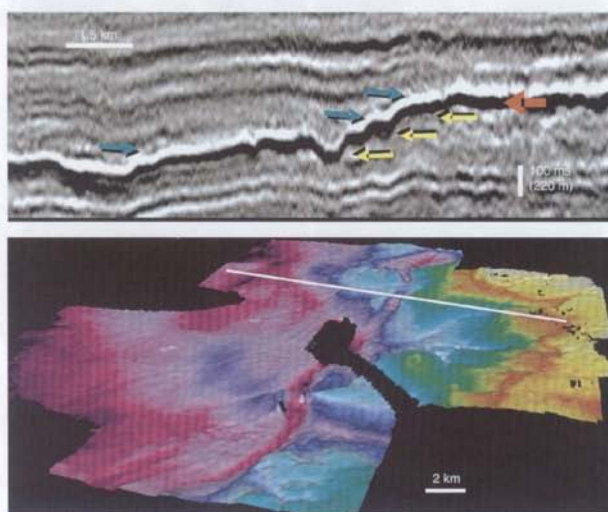


图2-57　西加拿大沉积盆地基底不整合的二维和三维地震图
（据H. W. Posamentier，2004a修改；图件由H. W. Posamentier提供）
该图与图2-55为同一层面，不整合面（剖面图中红色箭头所指）将白垩系与下伏泥盆系隔开，沿不整合面可见明显的侵蚀作用（剖面图中黄色箭头）及构造与沉积体系的变化。不整合面被白垩系（蓝色箭头）上超，同时也是从离散大陆边缘向前陆盆地构造转变的一级层序边界，泥盆系顶部被白垩系河流下切侵蚀。注意三维图中从右边较高区域冲蚀下来的古浊流体系，图中白线为二维测线的位置

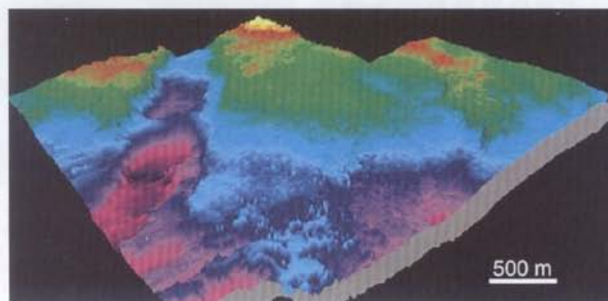


图2-58　西加拿大沉积盆地泥盆纪河道三维透视图（图件由H. W. Posamentier提供）
河道被生物碎屑充填，其沉积环境为碳酸盐台地中的潮汐水道，该图与图2-48为同一地区

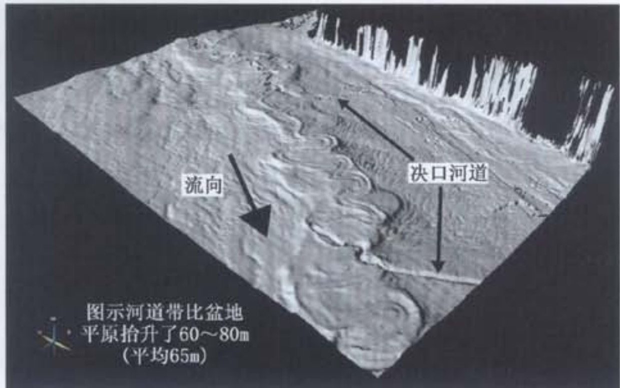


图 2-59 东墨西哥湾中—晚更新世"Joshua"深水河道三维透视图
(据 H. W. Posamentier，2003 修改；图件由 H. W. Posamentier 提供)
该河道具有两期决口，决口河道主要充填泥岩，横断面具有上凹特征；"Joshua"河道为砂质充填，具上凸特征，该河道也见图 2-53 和图 2-54，河道宽约 625m

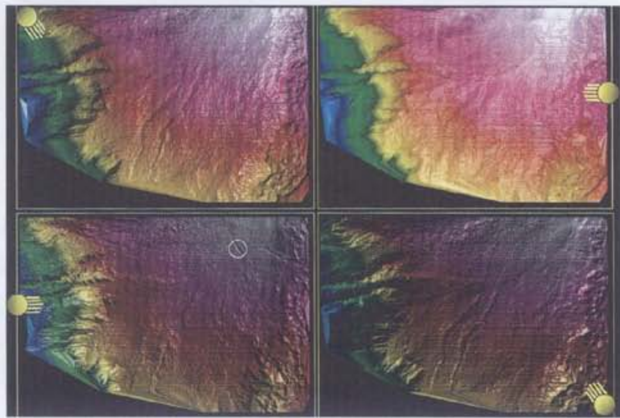


图 2-60 改变入射光的角度可能显著提高目标层的地形特征效果图（图件由 H. W. Posamentier 提供）
该图显示东墨西哥湾 DeSoto Canyou 地区现代深水地形（与图 2-44D 相比），图中圆圈内水道宽约 300m

受沉积相演化、次生构造作用、成岩作用、变质作用和生物进化等因素影响，测年数据的分辨率通常随着地质年代的增加而降低，因此，在对地质年代较老的地层（如前寒武纪地层）进行测年时主要应用放射性测量方法。此外，即使没有测年资料约束，也可以根据盆地内沉积相和古地理环境关系来建立该地区的层序地层模式（Christie-Blick 等，1998；Beukes 和 Cairncross，1991；Krapez，1993，1996，1997；Catuneanu 和 Eriksson，1999，2002；Eriksson 和 Catuneanu，2004a）。

第六节 层序地层分析工作流程

层序地层分析及其地质解释的精度与所能利用的资料丰度和质量成正比，因此我们需

要整合尽可能多的诸如露头、岩心、测井和地震等各类数据进行综合研究。显然，在成熟探区资料较为丰富，层序地层格架模型也能被较好的约束；而在新探区资料相对较少，层序地层工作主要是应用层序地层学原理及其地质模型进行预测，进而形成一个比较可信的预测模型用于指导石油及其他矿产资源的勘探（Posamentier 和 Allen，1999）。



图 2-61 Bearpaw 组蒙皂石层（西加拿大沉积盆地阿尔伯塔 St. Mary 河晚坎佩尼—早麦斯特里希特阶）
这种蒙皂石层在露头和地下横向延伸数十至几百公里，可对其进行放射性测年，也可应用其中的菊石、孢粉或有孔虫进行生物地层测年

下面介绍进行系统的层序地层学研究的基本工作步骤。建议的这些步骤在层序地层研究中并不一定都要按固定的步骤进行，事实上，研究工作必须有一定的灵活性以适应每个研究区的特殊情况，这些特殊情况由当地地质环境（如盆地类型、沉降和沉积史）和可利用的数据决定。

下面提供的研究步骤是基于如下原则：通常要先进行大比例尺的大地构造和沉积分析，然后再进行小比例尺的精细研究，才可能最有效且合乎地质规律的解决问题。应用这一原则，研究流程逐步减小比例尺，深入更多细节。研究者在利用一切可利用的资料最终完成地质模型前，必须要几次改变观察精度，由粗到细进行研究，即使如此，研究者也应明白所建立的地质模型也仅反映了当前的资料情况和科技水平，随着资料和地质科技的发展总有改进的余地。

一、步骤 1——构造研究（盆地类型分析）

进行层序地层分析的盆地类型是研究时需要首先确定的最基础的变量。不同构造类型的盆地都有其独特的沉降模型、层序结构以及由此产生特征的盆内沉积体系充填；这也是构造控制盆地的一种反映。例如，大量拉张型盆地如地堑、半地堑、裂谷和离散大陆边缘盆地通常以盆地远端沉降速率增加为特征（图 2-62）。与之相反，前陆盆地是造山带之下的岩石圈由于重力作用俯冲形成的，其沉降模型以近端沉降速率增加为特征（图 2-63）。这些沉降模型反映了构造对沉积盆内充填物几何形态和结构的首要控制作用，即对由盆地近端或远端边界随时间离散或聚合的反映（图 2-62、图 2-63）。也就是说在建立层序地层

模型之前必须对盆地构造背景有较详细的研究。

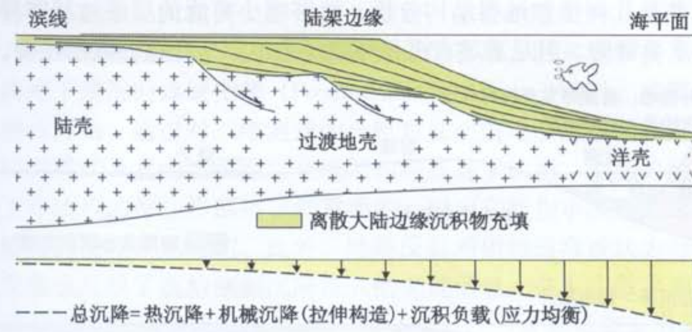


图 2-62　离散大陆边缘沿倾向剖面示意图

图中显示其总体沉降构造模式及地层结构，注意离岸越远沉降速率越高，时间线向近岸端会聚

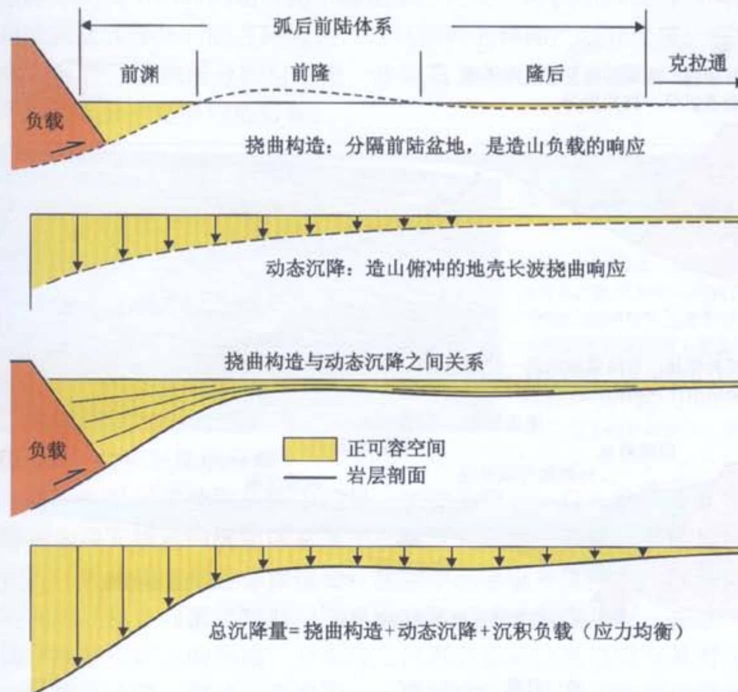


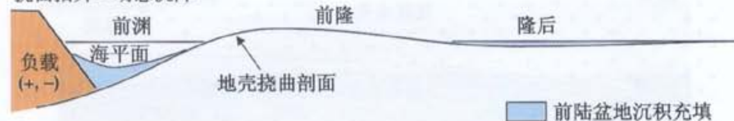
图 2-63　弧后前陆盆地沿倾向剖面示意图（据 Catuneanu，2004a 修改）

图中显示其主要沉降机理及盆地充填样式，注意其沉降速率向陆增加，时间线向陆发散

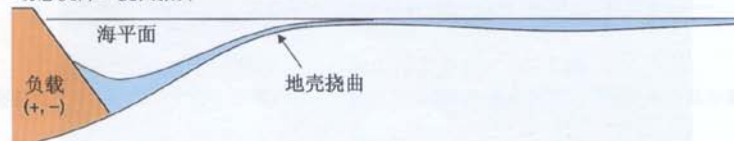
此外，为研究同沉积沉降趋势，构造与组成地层层序的沉积地层及其空间关系的研究也是必要的。例如在离散大陆边缘，可以预测在大陆架主要发育河流相及浅海相沉积，而越过陆架边缘（大陆坡和洋底）则主要发育深海沉积（图 2-62）。由于沉积环境跨度较大，可以从陆相（冲积相、湖泊相）到浅海相，再到深海相（Leeder 和 Gawthorpe，1987），预测其他张性盆地如裂谷盆地、地堑或半地堑的古地理环境相对要难一些。通常前陆盆地所

跨越的沉积环境也较广泛，这取决于盆地沉降与沉积之间的关系（图 2–64）。这意味着即使构造分析，尤其是几何学和地层结构分析，能够缩小可能的层序地层解释范围，并为建立地质模型提供重要帮助，但是重建古沉积环境还需本章所介绍的其他步骤。

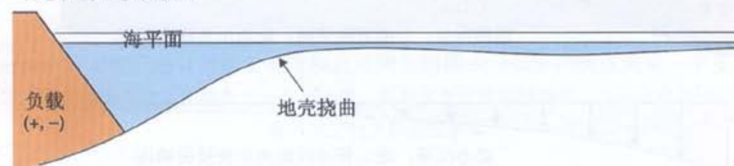
1. 欠补偿相：前渊带发育深海环境
挠曲抬升＞动态沉降



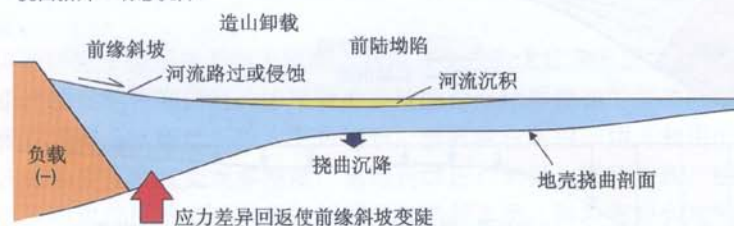
动态沉降＞挠曲抬升



2. 补偿相：前陆盆地发育浅海环境
动态沉降＞挠曲抬升



3. 过补偿相：前陆盆地河流—冲积环境
挠曲抬升＞动态沉降



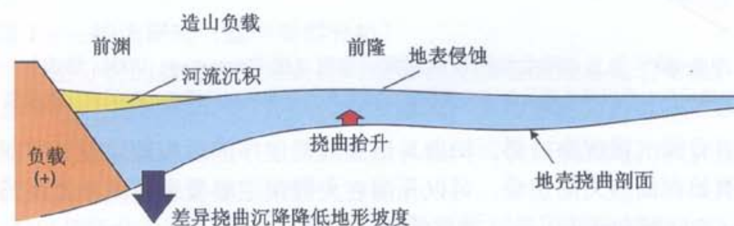


图 2–64　可容空间与沉积速率间的关系对沉积样式的影响
（据 Catuneanu 等，2002；Catuneanu，2004a 综合；详见 Catuneanu，2004a）

重构原型盆地必须在该区所能提供的资料基础上进行，这些资料包括地震数据、经过岩心校正以后的测井剖面、大比例尺野外露头剖面、生物地层资料及古生态资料。在这些独立的资料中，区域地震剖面对于区域构造研究最为有用，因其能够在不需要其他资料帮助的情况下提供地下情况的连续图像（Posamentier 和 Allen，1999）。地震资料研究工作通常从二维地震测线开始，通过对二维测线的分析对盆地内地层的倾向和走向、断层的位置和性质、主要构造样式及盆内沉积地层充填结构形成基本认识。地层的倾向和走向资料对层序地层分析工作流程的每一步都是非常重要的，因为它能指示滨线的迁移，并与沉积体系类型、沉积模式的变化关系密切。此外，地震反射同相轴通常被认为与时间轴相似，因此，其会聚或发散也反映了所给剖面沉降模式的关键信息。在大多数盆地，各处的沉降模式是不同的，通常沿着倾向变化（图 2-62、图 2-63），尽管也可能有沿走向方向的变化，但其变化幅度相对较小。

图 2-65 展示了离散大陆边缘总体进积情况下的一个二维地震剖面，此例中，陆架边缘的外形可以很容易的从不同时间切片图中画出来，河流—冲积相和浅海相（陆架近陆部分）至深海相（斜坡到盆底部分）的古环境也可以以很高的精确度划分出来。在完成最初的 2D 地震分析之后，开展三维地震分析可以进一步提高盆地地貌学解释的精度（图 2-66），为下一步的层序地层学分析提供构造格架。

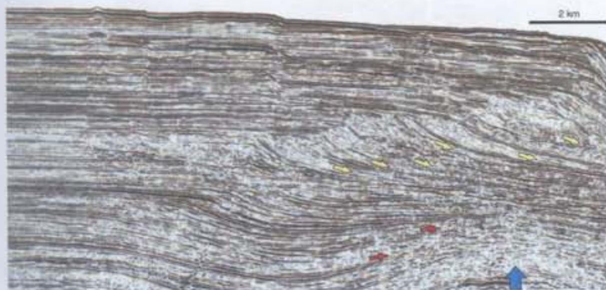


图 2-65　离散大陆边缘总体进积的二维地震剖面（据 Catuneanu 等，2003a；PEMEX）

连续的时间轴上可以很容易的划出陆架边缘，并可据此推测其相应的古沉积体系。本例中，陆架向陆的地区主要发育河流—浅海沉积，大陆斜坡和盆底则主要发育深水沉积。图中斜坡进积下超于洋底沉积之上（黄色箭头），但是由于其下盐丘上拱作用（蓝色箭头），一些地层下超易被混作上超作用（红色箭头）

二、步骤 2——古沉积环境分析

古沉积环境分析是层序地层分析中的另一关键步骤，一旦古构造背景和地层结构解释完成，就需要对盆内充填物的沉积体系类型进行放大和精细解释。层序地层研究及其他研究的需要均使古环境的重建显得非常重要：从层序地层学角度而言，沉积体系间的时空关系，及其随时间的迁移方向都是判断层序界面和体系域的基本依据。在这一框架内，油气储集砂体、煤层或砂积矿床的形成、分布和几何形态都可以通过对与其对应的沉积环境的沉积过程和规律推断出来。在这一步骤中，一些特殊沉积单元的识别也很重要，因为其形态与有利地层单元的经济评价直接相关。

古地理环境解释的成功依赖于多种数据（地震、测井 、岩心和露口）的相互补充综合应用，因为每种数据都有它的优点和缺陷。如前面所讨论的地球物理资料（地震和测井）具有较好的连续性，但是它所提供的是地质体的间接信息，另一方面，岩石资料（岩心和露头）可以提供直接的地质信息，但这些资料通常是盆地内不连续取样点的信息；因此地球物理资料和岩石资料相互标定之后才最能获得接近的地质模型。在这一步骤中，三维地震资料的作用要比二维资料大得多，如步骤 1 中所述（图 2-65），二维资料揭示了构造样

式和总体地层规程模式，当用于识别沉积体系时就显得不足，与之相比，三维层切片可以提供突出的地貌细节，可以帮助判断古沉积环境（图 2-67）。为了得到确切结论，三维地震资料进行地貌研究时，需结合构造背景（步骤 1）、测井资料和本地或邻区可用的岩心、露头资料综合进行。通过对岩心和露头进行孢粉学、化石学和遗迹化石学研究综合的古生态学研究也可以帮助确定沉积环境。

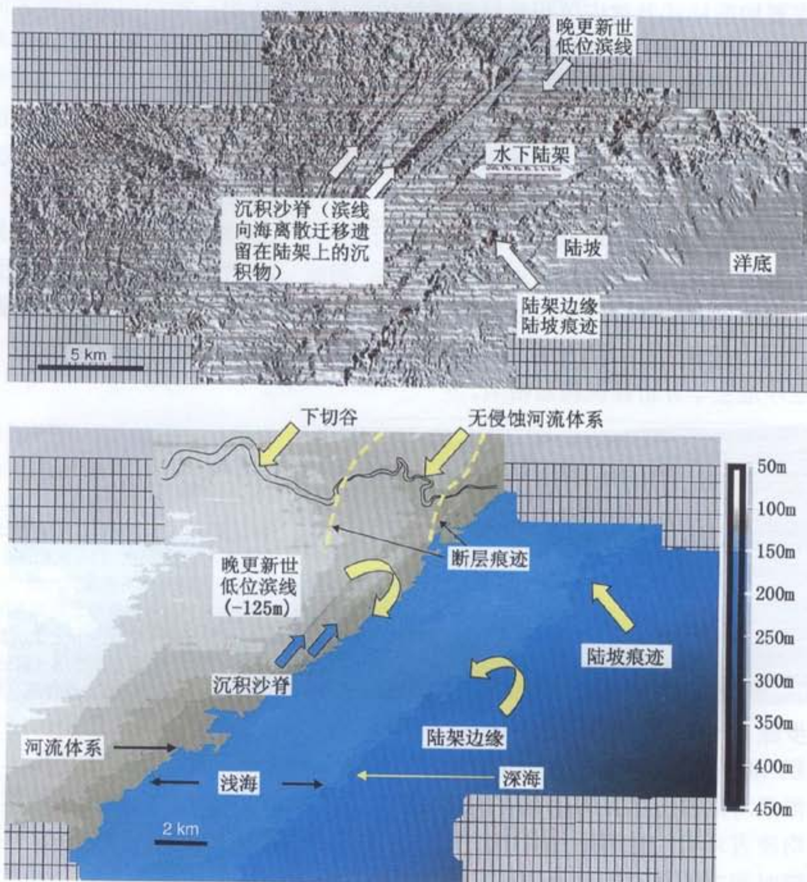


图 2-66　印尼东爪哇海岸地区方位角图（上）及构造图（下），显示晚更新世海平面较低时该区的构造特征及沉积体系分布（图件由 H. W. Posamentier 提供）

在滨线到达其最低位置之前，由于海平面下降形成向盆迁移的离散滨线（沉积沙脊），陆架边缘的陡坡带具有不稳定性，这在相对海平面下降期较为常见。注意图中最低滨线仍位于陆架边缘之内，说明为何陆架外侧的河流体系沉积未被侵蚀，图中河流下切侵蚀与无下切分界线位于断层线上，在此向海倾斜的正断层带河流由上盘向下盘侵蚀

古环境重建的成果以古地理图的形成展现出来（kauffman 等综合，1984；Mossop 和 Shetsen，1994；Long 和 Norford，1997；Fielding 等，2001），这些古地理图展现了在特定地史时期，研究区的地貌和沉积特征（图 2-66）。滨线轨迹是古地理图中最重要的元素之

一，相对于盆地边缘或其他重要的构造边界而言，它显示了沉积物进入海盆的位置。如在上述离散大陆边缘例子中，滨线相对于陆架边缘的位置是陆源沉积物能否到达陆坡和盆底的关键因素，这也决定了深水储集体的发育。滨线也是控制煤矿和砂积矿床横向发育的关键因素，不同成因类型的油气储层的分布也与其有密切关系。上面所有的这些问题将在本书的后续章节中做详细讨论。

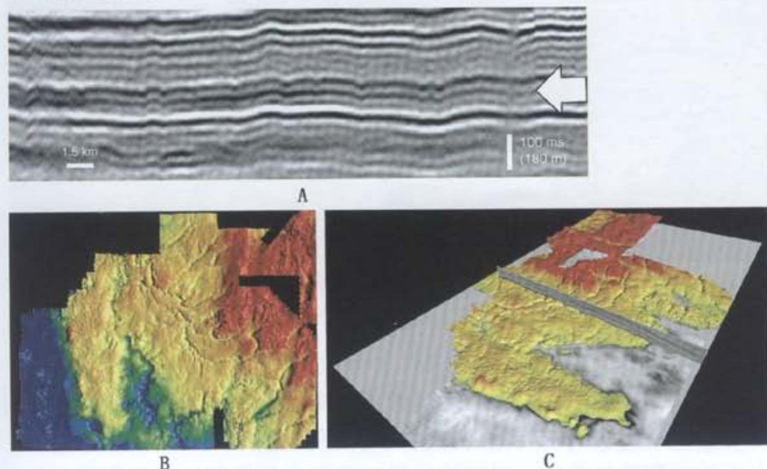


图 2-67　西加拿大沉积盆地泥盆系河流沉积体系（图件由 H. W. Posamentier 提供）

注意如果没有三维图件（图 B、C），从图 A 中的二维剖面上很难识别出河道，河流网络体系的解释在三维构造着色的俯视图（B）和透视图（C）中才变得清晰起来，图 C 通过平面和交叉剖面突出三维效果，图 B 和 C 中河道宽约 300m

三、步骤 3——层序地层格架的建立

层序地层格架在沉积事件界面和其所隔开的地层之间建立了成因联系，通过这种联系建立起一个综合模型来解释盆地内充填沉积物在时空上的关系。从根本上讲，层序地层格架是一种能够更高效寻找自然资源的地质模型，在成因地层格架内可以预测沉积相的分布，进而预测矿产资源的分布。

如第一章所述，沉积趋势及其变化也代表了一种基本的地层属性，可用于建立后续研究所需的年代地层格架（图 1-3）。沉积趋势的识别是基于沉积相横向和垂向的关系进行的，这是步骤 2 古环境重建中的重要内容，同时也是基于对地层界面及其终止关系的几何学研究进行的。有些地层终止关系是特殊沉积的特征表现，如海岸上超是海侵（退积）的标志，而下超是海退（进积）的标志。只有在沉积趋势确定以后，才能划分标记出代表沉积趋势变化的相应的层序界面（如最大洪泛面通常划在退积地层和进积地层的转换处）。因此步骤 2——层序地层格架识别要以地层终止关系识别开始，然后识别层序界面，在此基础上才能将沉积地层分为不同的层序和体系域。研究中的这一逻辑顺序在本书有关层序地层概念的后面章节（第四—第六章）中也一样适用。

1. 地层终止关系

地层终止关系是指地层和它所终止的层序界面之间的几何关系，可以通过大比例尺的野外露头或二维地震剖面等观察到。地层终止关系的类型（如上超、下超、退覆等）可以

提供关于沉积期滨线移动方向和类型的关键信息，第四章将做详细讨论。以下超为例，图2−65（二维地震剖面）、图2−68和图2−69（大比例尺野外露头）中的下超关系是进积的体现。地层终止关系也可以通过连井对比剖面（图2−38、图2−39）来推断，因为在特定沉积环境中沉积体系的分布及其变化趋势是可以预测的。



图2−68 向左进积的吉尔伯特型三角洲前缘（Panther Tongue，犹他州）
三角洲前缘沉积倾斜下超于古海底之上（箭头），比例尺参照图中的人

2．*地层界面*

层序地层界面用于为盆内沉积地层建立年代地层格架。其识别标志有如下几种：①地层接触类型（整合或不整合）；②界面处的沉积体系类型；③与界面相关的地层终止关系；④地层界面上下的沉积趋势变化。层序地层界面类型及其识别标志将在第四章中详细介绍。在此需要指出的是，除了确切的等时标志层（如火山灰层等）外，这些界面中绝大多数只是在对比剖面中最接近等时线的界面。因此，在剖面上划出沉积相的横向变化及相之间接触关系之前，要首先划分出层序地层界面。



图2−69 河控三角洲沉积序列
底部为前三角洲细粒沉积，向上为向左进积的三角洲前缘砂岩，顶部为含煤的三角洲平原沉积（犹他州含铁砂岩）。进积三角洲前缘地层的倾角为5°～7°，该露头高约30m

对于应用连续数据（如地震剖面、大比例尺野外剖面等）而言，追踪层序地层界面是很直观的，除非盆地被构造复杂化了；如果盆地被构造复杂化，则需要独立的时间控制（生物地层、磁性地层、同位素地球化学研究或岩性—时间标定）研究来进行层序地层对比。当对比研究是基于盆内分散区块的不连续数据（小的露头、岩心和测井资料）时，同

样需要单独的时间控制研究。依据所能获得的资料，建立最可信的层序地层模型需综合利用各种来源的、直接或间接的地质信息来进行。

3. 体系域和层序

这是层序地层工作流程中的最后一步，所有的层序界面及其间充填的沉积体都已按成因解释完成以后才可进行。当层序界面类型及位置都已识别完成后，从剖面上识别体系域就是很直接的步骤了。用于定义体系域的术语随层序地层模型的变化而变化（图 1-7），但是在这些语义学细节之后每类体系域都有其明确特征，这种特征通过其地层堆积方式（沉积趋势）和其在层序地层界面中的位置体现出来；体系域及其所组成的层序类型将在第五和第六章中详细讨论。岩石地层中的每种数据都可以为沉积趋势识别提供有用的信息，但是大尺度野外露头和地震数据是其中最为有用的。在层序地层学研究流程的不同阶段所需要的资料类型见图 2–70 和图 2–71。

通过对沉积趋势的观察，可以解释沉积期的演线变化，而演线变化又与沉积作用及可容空间相互影响。所有的这些方面都是统一的层序地层模式的一部分，最终通过层序地层模式可以解释岩相在盆地内的分布。沉积作用和可容空间一样重要，因此物源、风化速率与古气候之间的关系、沉积物搬运方式和搬运距离以及沉积物入海点的位置（河口环境，图 2–3、图 2–4）研究都为研究区勘探潜力和沉积模式的理解提供了关键信息。盆内物源也很重要，通过盆内物源的研究可以解释某些似乎与盆外物源无关的区域出现储层的原因。

图例	✓✓✓好	岩石数据			地球物理数据		
	✓✓较好	露头				地震资料	
	✓差	大比例尺	小比例尺	岩心	测井资料	20	30
构造		✓✓	✓	✓	✓✓	✓✓✓	✓✓✓
岩相		✓✓✓	✓✓✓	✓✓✓	✓✓	✓	✓✓
沉积单元		✓✓✓	✓✓	✓✓	✓✓	✓	✓✓✓
沉积体系		✓✓✓	✓✓	✓✓	✓✓	✓	✓✓✓
沉积趋势		✓✓✓	✓✓	✓✓	✓✓	✓✓	✓✓✓
地层终止关系		✓✓✓	✓	✓	✓	✓✓✓	✓✓✓
接触关系		✓✓✓	✓✓✓	✓✓✓	✓✓	✓✓	✓✓

图 2–70　各种资料在构造重建和层序地层解释中的作用

地震资料和大比例尺露头资料可以提供相对连续的界面信息，而小比例尺露头、岩心和测井资料则提供盆地内分散取样点的不连续信息

沉积环境是可预测的基准面变化的反映，而层序地层模式提供了从重建沉积史开始的盆内基准面波动的第一手解释资料。这种关系的可预测性使层序地层学成为一种寻找盆地内自然资源极为有效的工具，通过它可以追踪盆地演化不同阶段沉积相的横向变化。通过突出沉积事件的时间以及与关键边界间的联系，层序地层学可以帮助我们认识有经济价值

的沉积相，如砂积矿床、油气储层、烃源岩和盖层在时间和空间范围内的发育过程。这种对沉积过程的强调也导致了油气勘探从构造圈闭向复合圈闭和岩性圈闭的转变（Bowen 等，1993；Posamentier 和 Allen，1999），在层序地层概念的指导下一个全新的油气勘探领域显现出来。

数据类型	在层序地层研究中的应用
地震数据	连续界面成图、大地构造及构造样式、区域地层结构、沉积单元成像、地貌研究
测井数据	垂向堆积模式、粒度趋势、沉积体系、沉积单元、相变趋势、地震数据校正
岩心数据	岩石学、沉积结构与构造、地层接触特征、岩石物性、定向取心古水流方向、地震和测井数据校正
露头数据	沉积相结构三维形态、沉积过程研究、岩相研究、沉积单元、沉积体系和其他岩心数据所能提供的应用
地球化学数据	沉积环境、沉积过程、成岩作用、绝对年龄、古气候
古生物数据	沉积环境、沉积过程、水体能量、相对年龄

图 2-71　层序地层解释中各种类型资料的作用

各种资料之间的综合应用是建立一个可信的层序地层模型的关键



第三章　可容空间与滨线迁移

第一节　引　言

本章将介绍一系列关于层序地层学的核心概念，包括沉积可容空间、滨线变迁及其控制因素，对这些概念的理解是对层序地层界面、体系域和地层层序等内容进行细致探讨的基础。这些基本概念有助于理解什么是层序地层学、层序地层学如何工作、将一个盆地的地层堆积模式整合为统一的地层结构模型的关键因素是什么等问题。

层序地层学中有一个关键假设，即允许通过局部单独的沉积体系来推测整个盆地的沉积充填类型，此假设也是促进层序地层学概念不断发展的原因。这一假设暗示在同一沉积盆地内所有沉积环境的沉积趋势及其变化在很大程度是同步的，都由从盆地到全球尺度的异源因素引起。这些异源因素控制着盆内的区域沉积趋势，并为定义体系域和建立可预测沉积相的层序模型提供基础。

如前所述，沉积趋势的变化反映了层序地层学研究的本质（图 1-3），同时也反映了沉积物可充填空间与注入沉积物之间的关系。沉积物可充填空间（即可容空间）受盆地尺度的异源因素控制，这些因素又与盆地内沉积趋势的变化，如从河流相到海相的变化有关。在海相和陆相环境间，滨线轨迹决定了在特定时间的沉积趋势类型。滨线轨迹是层序地层的核心，它随时间的迁移控制了体系域和层序界面的同步迁移。异源因素对沉积的控制、可供沉积物充填的空间、以及滨线轨迹和与之相关的沉积趋势之间有着复杂紧密的联系，这些共同构成了层序地层学方法的基础。

第二节　沉积作用的异源控制因素

一、异源控制因素的重要性

沉积作用通常由异源和内因共同控制，并决定了沉积单元在沉积体系内的分布和沉积体系在盆地内的大比例尺堆积模型。

内因作用（如冲积平原或深水环境下河道的决口）在比沉积体系小的尺度范围内作用比较明显，通常使用常规的沉积相研究方法进行分析。与之相比，异源控制因素与层序地层直接相关，控制了大比例尺的盆地充填结构。

异源控制作用为关联和校正盆地内特定时段所有沉积环境下的沉积趋势提供了一个通用平台，从而使建立盆地尺度下的层序地层模型成为可能。这也是层序地层学应用于沉积相预测的关键，而沉积相预测不论是在学术研究，还是在工业应用中都很有价值。控制沉积的基本异源因素包括气候、构造和海平面升降，它们和沉积环境能通量、沉积物供给、可容空间以及沉积趋势之间的关系见图 3-1。构造作用通常指盆地沉降，但有一些过程，

如地壳冷却、地壳负载、水深变化及沉积物压实，也可能对盆地沉降起重要作用；地下深层蒸发岩类的溶解和（或）排出也可能引起盆地沉降（Waldron 和 Rygel，2005）。海平面升降和构造运动共同决定了可容空间的大小。气候则通过影响海平面升降来影响可容空间，如冰河对海平面升降的影响；气候也对从陆相到海相沉积环境中的能量有一定影响（如季节性河流的流量、风积环境中的风况、海相或湖相正常波浪、风暴浪及洋流等）；此外气候的影响还反映在沉积物供给总量上，通过对风化、侵蚀和搬运能力的影响从而影响沉积物供给总量。

需要指出的是，异源因素所谓的“异源”是相对于沉积盆地而言的，并不一定必须是彼此独立的（图 3–1）。全球海平面波动由构造和气候作用共同控制，具有不同的时间尺度级别（图 3–2）。全球气候变化最基本的周期控制因素是地日轨道周期性变化（如米兰柯维奇旋回的周期约为 10^4 ~ 10^5 年，图 2–16），更常见的全球气候波动则可能是构造运动引起的，如冲断褶皱带对大气环流的阻挡。构造运动由地球内部的动力驱动，这种动力在地球表面表现为地幔柱或板块运动。越来越多的证据表明，与显生宙以后的地层相比，控制地层和沉积盆地演化的构造运动在更古老的地史时期，其起因和频率都具有更大的不确定性（Eriksson 等，2004；Eriksson 等，2005a，2005b）。较晚地史时期的盆地形成过程似乎很大程度上和比较平稳的板块构造运动相关，而前寒武纪盆地则更多反映为多种因素综合作用的过程，包括岩浆热流作用（“地幔柱构造”）和具有更大不确定性的板块构造运动（Eriksson 和 Catuneanu，2004b）。这些由前寒武纪地层研究中得出的结论，对于认清不同观测尺度下的层序地层分类的本质非常关键。这部分内容将在关于层序地层的分级部分详细讨论（第八章）。

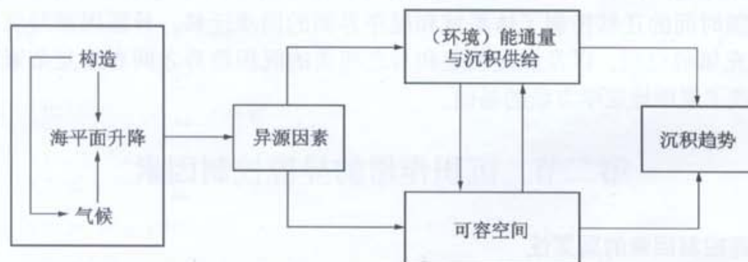


图 3–1　异源因素对沉积的控制及其与环境能通量、沉积物供给、可容空间和沉积趋势之间的关系（据 Catuneanu，2003 修改）

在任何沉积环境中，能通量与沉积物供给之间的平衡都是沉积或改造的关键。除构造作用外，其他如热沉降（地壳冷却）、沉积物压实、水深变化、应力平衡和挠曲载荷也对盆地抬升或沉降有一定影响。可容空间是能通量与沉积物供给之间的平衡（如增加环境能量会“侵蚀”可容空间，增加沉积供给则可增加沉积空间的总量），但海平面升降和构造作用也对其有独立的控制作用；同时，外源因素对可容空间的影响还可能改变盆地任何位置能通量与沉积物供给之间的平衡（如海平面的上升可引起能量的减弱和水深的增加）。可容空间、能通量和沉积供给变化所反映出的外因对沉积的控制作用最终决定了盆内沉积趋势的类型

二、异源控制因素的特征

海平面升降对沉积的控制体现在以下几个方面：①沉积层序表面平坦，表明全盆地可容空间的变化是一致的；②沉积与侵蚀在盆地内外的同步性；③物源回春现象的缺失，这

通常通过沿盆地边缘区域缺乏砾石沉积表现出来。越来越多的研究实例支持海平面对沉积的控制作用，其可信程度随地质时代的变小而增加（Suter 等，1987；Plint，1991；Miller 等，1991，1996，1998，2003，2004；Long，1993；Locker 等，1996；Stoll 和 Schrag，1996；Kominz 等，1998；Coniglio 等，2000；Kominz 和 Pekar，2001；Pekar 等，2001；Posamentier，2001；Olsson 等，2002）。地层记录中的海平面变化近年来主要通过运用水深变化、沉积作用、压实作用、盆地沉降和有孔虫 $\delta^{18}O$ 等资料进行回剥获得；过去 42Ma "冰室时代"的研究证实了沉积层序边界与全球 $\delta^{18}O$ 增长之间的关系，这与冰期海平面旋回形成的层序边界有关（Miller 等，1996，1998）。甚至是在"温室时代"的晚白垩世—早新生代，新泽西海岸平原构造活动极为微弱，用回剥法对其进行研究表明海平面波动幅度大于 25m/Ma（Miller 等，2004），这些研究对白垩纪时期地球的无冰状态提出了疑问，也突出了海平面变化对可容空间和沉积的重要性（Stoll 和 Schrag，1996；Price，1999；Miller 等，2004）。

等级	持续时间（Ma）	原因
一级	200 ~ 400	超大陆的形成与解体
二级	10 ~ 100	大洋的扩张和闭合
三级	1 ~ 10	区域板块运动
四级和五级	0.01 ~ 1	轨道力

图 3-2　构造和轨道对海平面升降的控制（据 Vail 等，1977 和 Miall，2000 修改）
局部或盆地范围的构造运动独立于全球海平面旋回，叠加其上，且通常具有更高的旋回频率和幅度，时间范围也更广

构造作用在任何沉积盆地都是一种常见的控制作用，其控制结果有：①差异沉降导致的楔形沉积层序；②盆地边缘粗相带的沉积与物源区回春（抬升）关系密切；③盆内不同位置沉积物最大埋深的变化，这可以从自生成岩矿物、流体包裹体、镜质组反射率、磷灰石裂变径迹等研究得出；④沉积期古地形坡度的变化，这可以从不同时代沉积地层所处的流体类型变化中体现出来；⑤古地形倾向的变化，这可以从古流体测量中得出。从前寒武纪到现代的整个地史中，构造对地层旋回和不整合的控制作用在所有盆地中均有体现。早期研究认为构造控制作用主要体现在较长的时间尺度上，一般大于 1Ma（Vail 等，1977，1984，1991；Haq 等，1987；Posamentier 等，1988；Devlin 等，1993），而小于 1Ma 的高频旋回则主要由海平面升降因素控制。随着对构造作用研究的深入，人们意识到构造因素控制的旋回周期事实上在更广阔的时间尺度上发育，大于或小于 1Ma 均有可能（Cloetingh 等，1985；Karner 等，1986；Underhill，1991；Peper 和 Cloetingh，1992；Peper 等，1992，1995；Suppe 等，1992；Karner 等，1993；Eriksson 等，1994；Gawthorpe 等，1994，1997；Peper，1994；Yoshida 等，1996，1998；Catuneanu 等，1997a，2000；Catuneanu 和 Elango，2001；Davies 和 Gibling，2003）。也就是说，在任何层次的地层旋回中，构造作用和海平面升降作为一对相互竞争的影响因素存在，在这种情况下，评价具体实例中哪种因素的影响更重要是一项挑战。与此相对应的，在运用回剥法进行海平面升降幅度重构时（Miller 等，1991，1996，1998，2003，2004；Locker 等，1996；Stoll 和 Schrag，1996；

Kominz 等，1998；Coniglio 等，2000；Kominz 和 Pekar，2001；Pekar 等，2001），发现许多盆地回剥法恢复的升降幅度要小于从地震资料中解释出的升降幅度（Haq 等，1987），在将地震解释数据与海平面升降数据进行对比时更是如此（Miall 等，1986，1992，1994，1997；Christie-Blick 等，1990；Christie-Blick 和 Driscoll，1995）。野外观察也表明，许多构造活动造成盆地层序边界的侵蚀总量大于海平面升降的波动幅度，这说明引起沉积体系向盆内迁移的基准面下降与海平面下降之间并无必然联系（Christie-Blick 等，1990；Christie-Blick 和 Driscoll，1995）。在构造活动盆地中，这些重新强调构造因素对沉积和可容空间控制的观点，也许可以解释盆地内各级时间尺度上观察到的旋回性。

气候变化的米兰柯维奇旋回约 0.01 ~ 0.1Ma 周期，这与地日轨道变化的几个独立因素有关，包括偏心率、倾斜度和岁差。偏心率的变化可引起地球绕日轨道形状（轨道拉伸程度）的变化，可引起的周期变化范围在 100 ~ 413ka。黄道倾斜度在 3° 范围内的变化可引起的周期变化为 41ka。二分点的岁差由地球自转轴的旋转（摆动）引起，可导致约 21ka 的周期变化（图 2–16；Imbrie 和 Imbrie，1979；Imbrie，1985；Schwarzacher，1993）。另外对于米兰柯维奇周期而言，其他天文因素也对气候的短期变化有一定影响，这些因素包括从日光强度（十到几百年的周期，如太阳黑子旋回）、高频地日轨道变化（如地球自转轴方向改变引起的章动周期，约为 18.6 年）和年周期（与季节性有关的周期，如冰冻—解冻、季节性纹泥、河流流量周期和其他由地—月系统作用引起的亚季节周期）（Fischer 和 Bottjer，1991；Miall，1997）。同沉积古气候波动可以通过综合如下的方法进行研究：①通过岩石薄片进行骨架颗粒中稳定组分与不稳定组分总量对比；②研究早期成岩作用的矿物组成，前提是假设在碎屑颗粒沉积与早期成岩矿物沉淀之间具有很短的时间间隔；③早期成岩胶结物同位素的地球化学研究；④有孔虫 $\delta^{18}O$ 同位素研究。上述方法在进行同沉积期古气候恢复时都有一定的缺陷，需将其综合利用以得到更可靠的结论（Khidir 和 Catuneanu，2003）。许多研究实例表明了气候对沉积的主控作用，如 Blum（1994），Tandon 和 Gibling（1994，1997），Miller 等（1996，1998），Blum 和 Price（1998），Heckel 等（1998），Miller 和 Eriksson（1999）Ketzer 等（2003a，2003b），Gibling 等（2005）。

三、异源因素重要性比较

气候、构造和海平面变化对沉积可容空间的重要性比较如图 3–3 所示。在海相环境中，海平面升降与盆地沉降之间的平衡随着构造沉降模式的变化而变化。例如，在拉张盆地中沉降速率向盆地中心增大，而在前陆盆地则相反（图 2–62、图 2–63）。在河流环境中海平面变化的影响向上游方向逐渐减小，在海平面升降向陆方向影响范围之外，河流的加积或侵蚀完全由气候和构造控制。很大程度上（不是完全），由不同时间尺度的气候变化控制的环境能通量波动也对沉积盆地可容空间有一定影响（图 3–3、图 3–4），当能通量增加时，可容空间减小，反之亦然；环境能通量波动的原因可以从季节—亚季节性因素（如季节性沉降速率变化及其对流量的影响或风暴与正常天气波浪与海流变化）到长期性因素（如冰期与间冰期的米兰柯维奇旋回及其对河流流量的长期效应）。

盆地沉降总量大概是可容空间最重要的控制因素，而盆地沉积物总体几何形态是盆地沉降模式的反映（图 2–62、图 2–63）。海平面升降对可容空间的影响通常只限定在盆地的特定区域（图 3–3 的 1 与 2 区），沉降作用则为全盆地可容空间变化的研究提供了一种常

用思路。如前所述，这些总体趋势受环境能能量波动的影响，同时还受海平面变化的叠加影响。图 3-3 提供了这些基础因素的示意性作用，并划出了每种影响因素对盆地内可容空间所起作用的相对大小。下面及后续章节将会详细讨论这些内容。

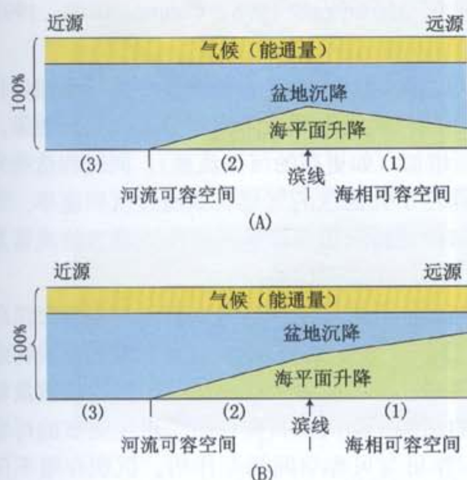


图 3-3　不同外源控制因素对拉张型盆地（A）和前陆盆地（B）可容空间变化的重要性

盆地构造沉降模式影响了海相环境中沉降与海平面升降之间的平衡。基于盆内可容空间的主控因素可将其细分为三类区域：①海相（或湖相，如果讨论湖平面升降）环境，可容空间总量主要由海平面升降和构造沉降控制；②河流下游环境，海平面变化仍为主控因素；③河流上游环境，不受海平面变化影响。注意图中垂向距离代表了外源控制因素的影响大小，而非实际可容空间。在拉张盆地中可容空间向海增加，而前陆盆地可容空间向陆增加（图 2-62、图 2-63），所有环境中能通量的影响主要（不是完全）是气候对可容空间的影响。区分海平面升降、沉降和气候影响大小的边界线在不同地区有所变化，参见图 3-4 中这三种因素对河流和海相盆地可容空间的影响过程

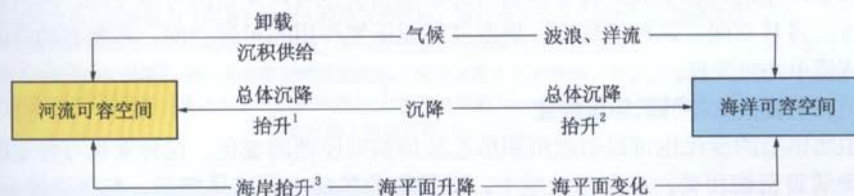


图 3-4　气候、沉降和海平面变化对河流和海洋环境可容空间的影响过程

1—河流系统中差异沉降可改变水流速度；2—差异沉降可影响海（湖）相环境中出现的重力流类型；3—海岸抬升可引起河流下游地区坡降的变化（与之对应的是河流能量的变化）。总之所有外源因素最终控制了每种沉积环境中能量与沉积供给之间的平衡变化，从而导致侵蚀（负可容空间）和沉积（正可容空间）作用的发生

第三节　沉积物供给及沉积能量变化

一、沉积物供给

沉积物供给是层序地层分析中的一个重要变量，它是指物源区通过重力、水流和风力等搬运介质向沉积区提供的总量（或流量）和类型（粒度）。沉积物供给在层序地层，尤其是在地层进积和退积研究中的重要性早在 18 世纪就已被人们意识到，当时 Hutton 将海岸线迁移归因为河流搬运沉积供给与沉积盆地海洋搬运再沉积作用之间平衡的变化（Playfair，1802），这些早期的观点后来被提炼发展，并写成里程碑式的著作，如 Lyell（1868）将三角洲进积与沉积供给过剩相联系的著作，Grabau（1913）将进积和退积作用与沉积物供给和由沉降引起的盆地内“凹陷”（即现代可容空间概念的先驱）关系联系起来的著作，Curray（1964）将沉积供给作用与相对海平面变化作为进积和退积的主控因素的著作。在

20世纪七八十年代，随着地震地层学和层序地层学的出现，在现代地层分析中，沉积物供给综合分析已经成为一种工作标准（Jervey，1988；Flemings和Jordan，1989；Jordan和Flemings，1991；Swift和Thorne，1991；Thorne和Swift，1991；Schlager，1992，1993；Johnson和Beaumont，1995；Helland-Hansen和Martinsen，1996；Catuneanu等，1998b；Cross和Lessenger，1999；Paola等，1999）。

沉积物供给从本质上讲是气候和构造作用的副产品。潮湿的气候条件通过增加风化和侵蚀效率增加沉积物供给的总量，构造抬升则通过使物源区的回春作用达到这一效果。沉积搬运介质的搬运能力在潮湿气候条件下有所增加（如更高的河流流量），同时构造抬升增加地形坡度也可达到这一效果。此外，直接作用于物源区的气候（如通过沉积速率、气温波动）和构造条件、基质岩性和物源区的植被覆盖情况也会影响到河流或风力的流量及所搬运沉积物的粒度（Blum，1990；Einsele，1992；Miall，1996）。

由于沉积物供给对任何沉积盆地的地层结构都非常关键，也是所有从河流到海洋环境中决定沉积趋势类型的基本参数之一（图3-1）。一旦由构造运动或海平面变化形成特定的可容空间，沉积物单元的岩性、位置和堆积样式在很大程度上就由沉积物供给的数量和类型来决定。同时作为沉积可容空间沉积效应的结果，同沉积负荷作用将产生更多的可容空间（Matthews，1984；Schlager，1993）。沉积作用与可容空间相互作用，沉积作用不仅消耗其他因素产生的可容空间，其本身通过加积或负荷也可产生新的可容空间，同沉积负荷作用产生的可容空间，区别于构造、地热或沉积压实作用的可容空间，在所有的河流—海相沉积环境中均可发现。

二、沉积物供给与沉积环境能量

沉积物供给的变化也可以引起沉积形态从加积到侵蚀的变化，这种变化与特定沉积环境中的能通量密切相关。在海相盆地中，沉积物的各种水下流体搬运，包括波浪、潮汐、等深流和重力流，各种作用在盆底的性质（沉积物堆积或侵蚀）由流体能量（搬运能力）及其沉积负载的平衡所决定，当海相流体的能量大于其搬运负载（即负载不足流体）所需能量时就会侵蚀盆底，相反情况（过载流体）则引起加积作用；这一原则对河流和风力作用沉积体系也一样适用：搬运介质（风、水）与沉积负载之间的能量平衡控制了沉积表面是加积还是侵蚀过程（图3-5、图3-6）。在图3-3中并未列出沉积物供给的增加和减少对于可用的可容空间总量的影响，但是这一影响仍可通过能量与沉积的动态平衡来推断，当与沉积物供给相对应的能量增加时，可容空间减少；与沉积物供给减少相对应的环境能量减少时，可容空间增加。

能量与沉积物供给之间平衡的迁移可能由引起可容空间变化的不同异源因素（天气、构造沉降/抬升和海平面升降，图3-1、图3-4）单独或共同引起。在层序地层学发展的早期阶段，通常认为海平面升降是地层结构的主控因素，其对加积和侵蚀过程也有一定影响（Vail等，1977；Posamentier，1988）。20世纪90年代，构造作用的影响被加强到认为与海平面升降同等重要，它与海平面升降的综合作用是沉积和侵蚀再沉积过程的主要驱动力量（Hunt和Tucker，1992；Posamentier和Allen，1999）。气候由于最难以定量化，通常被排除在层序地层模式之外，但是它对沉积物加积和侵蚀的影响已经被证明与构造和海平面升降同等重要（Blum，1994；Blum和Price，1998；Gibling等，2005）。同沉积期沉积物表

相互影响。因此，层序地层学原理中关于"层序地层结构由可容空间变化速率与沉积供给速率的关系所决定"的表述也只是近似正确的，因为这两个变量彼此相互影响。要使这一原理成立，就需要用海平面来近似的度量可容空间，而不是用基准面来度量可容空间（此时可容空间变化独立于沉积物供给之外），而且沉积物供给与沉积速率成正比。事实上，上面的讨论和本书后面章节中并不存在这种精确的近似。因此要注意区分沉积物供给与沉积（速率）的差异，沉积物供给以流量来度量，沉积速率以任一位置的垂向深度变化度量。由于能通量条件不同，高沉积物供给并不一定导致高沉积速率。由于可容空间变化受沉积物供给的影响，其度量应独立于沉积作用进行。也就是说控制层序地层结构的各种控制因素之间关系可以由沉积速率和可容空间变化率之间的相互关系体现出来，并可以彼此独立测量，总体反映盆地任一位置的垂向空间变化。在本章的后续部分将对这些方面进行更深入的讨论。

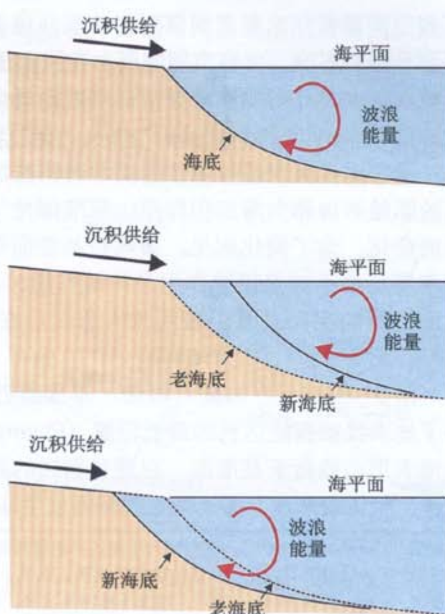


图 3-8 无构造沉降及海平面升降的滨面环境中，能通量、沉积物供给、基准面及可容空间之间的关系

A—沉积物供给与波浪能量维持平衡，发生沉积过路作用，基准面与海底重合，可容空间为 0；B—沉积物供给大于波浪能量，主要发生沉积物加积和进积作用，基准面位于洋底之上（与海平面重合），可容空间为正；C—沉积物供给小于波量能量，发生海岸和洋底侵蚀作用，基准面位于海底之下，可容空间为负。注意可容空间不以海平面来度量，而是以一个可与海平面和海底呈任意空间关系的倾斜面（基准面）来进行度量的。在排除沉降和海平面变化对可容空间的影响后，可容空间完全受能通量和沉积物供给的控制。还需注意：不能将可容空间（沉积物可以充填的空间，为基准面到海底之间的部分）与水深（海水所充填的空间，为海平面到海底之间的部分）相混淆，如在 C 中水深很大，但是由于波浪能量远大于沉积速率，可容空间为负

海相可容空间由前述三个异源因素共同控制，这三个因素之间的相对重要性随盆地类型变化而不同（图 3-3）。河流的加积或侵蚀作用（正的或负的可容空间）向海受海平面升降影响较大，向陆则气候和构造运动的影响增强（Blum，1990；Posamentier 和 James，1993）。在非海相地区海平面升降对下游影响较强，向上游其影响逐渐消失；而气候和构造影响向上游方向逐渐增强（图 3-3）。关于异源控制因素、可容空间和沉积作用之间的相互作用将在本书后续章节详细讨论。

第四节 沉积可容空间

一、可容空间、基准面和河流均衡剖面的概念

沉积可容空间是指可供沉积物充填的空间总量，可以用基准面和沉积表面之间距离来度量（Jervey，1988）。这一概念最初应用于海相沉积环境中，作为对离散大陆边缘盆地进积充填进行数学模拟的工具（Jervey，1988）。基准面最初被近似的换算为海平面，因此，



图 3-7 加拿大阿尔伯塔红鹿河的现代侵蚀下切作用航拍照片

比例尺参照图中农场房屋。支流也被侵蚀下切，这是下切谷的识别标志之一。其侵蚀下切作用受气候控制，晚更新世以来的冰川快速融化为河流提供了大量河水

引起海平面下降)；而在间冰期引起河流侵蚀作用（由于冰的融化导致河流流量增加，尽管同期海平面也有所上升）(Blum，1990，1994)。在西加拿大也发现了类似的气候控制冰河融解引起河流流量增加，从而导致河流下切侵蚀作用，尽管融解作用还导致了全球海平面上升（图 3-7)。

总之，所有的加积或下切侵蚀过程都与环境能通量和沉积物供给的动态平衡变化有关（如加积只在沉积物供给超过能通量时发生，而侵蚀作用则在能通量大于沉积物负载时发生)。而可容空间也与能通量和沉积物供给平衡关系密切，它们既能影响可容空间，同时又被可容空间变化所影响（见图 3-1 中的双向关系)。一方面，能量和沉积物供给平衡对可容空间总量有一定影响，尽管可容空间也可以被其他因素单独控制（图 3-1、图 3-3、图 3-4)，但总体上可容空间与能通量成反比（如能量增加引起“侵蚀”可容空间)，与沉积物供给成正比（沉积物供给的增加引起可容空间总量的增加，图 3-6)。另一方面，异源因素直接影响的可容空间变化也可以影响盆内能通量与沉积物供给之间的平衡。例如，构造沉降或全球海平面上升引起的可容空间的增加会降低海底能量，从而促进沉积物加积。这也解释了为什么沉积趋势总是与能通量和沉积物供给之间的平衡相关。沉积物供给与能通量之间相互作用关系，及其与可容空间之间的相互作用关系参见图 3-1。

图 3-8 显示了浅海环境中沉积物供给与环境能通量之间的平衡变化对可容空间和沉积过程影响的一个简单实例，图中假设沉积物由河流沿倾向流向稳定的、不受构造沉降和海平面升降影响的海岸线提供。排除构造和海平面升降对可容空间的影响，可以直接评价浅海环境下沉积物供给和波浪能量的相互关系对沉积过程的影响。如果沉积物供给和环境能通量能保持适当的平衡（图 3-8A)，在沿岸流作用下所有的沉积物在此区域将仅发生路过作用，既无沉积也无侵蚀，此时的可容空间为零，尽管是处于海相环境中，基准面与海底重叠，海底保持原有的坡度和外形。如果沉积物供给大于环境所能搬运的量，将会发生加积和进积作用（图 3-8B)，此时基准面高于海底，可容空间为正值。当环境的搬运能力大于沉积物供给时，海底将发生侵蚀作用（图 3-8C)，此时基准面位于海底之下，可容空间为负值，而且海岸线侵蚀将导致滨线后退。从图中可得出重要启示：可容空间总量不能以海平面来衡量，而应以基准面来度量，基准面可以与海平面和海底呈任一种空间组合关系。图 3-8 是一个简化模型，事实上，影响可容空间的还有沉降、海平面升降等与能量 / 沉积供给波动相并列的其他影响因素。

上面的讨论表明，可容空间与沉积物供给不是相互独立的变量，它们与沉积环境能通量

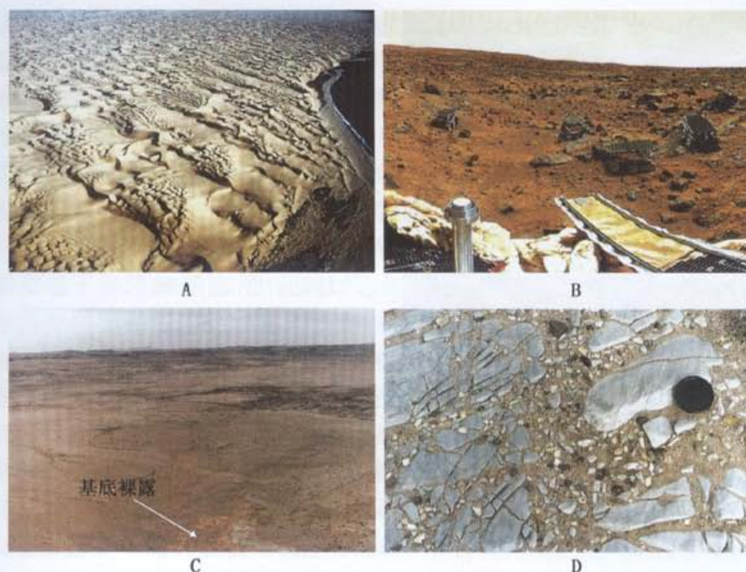


图 3-5 风成环境中风能与沉积供给之间动力学关系的地表作用

沉积供给超出风力运输能力（能量）时发生沙的沉积作用，随流动方式的不同而形成席状或沙丘地貌；风力大于其沉积负载时产生侵蚀作用，形成风蚀地貌。A—纳米比亚 Namib 沙漠中的沙丘，为沉积供给 > 风力能量的结果（照片由 Roger Swart 提供）；B—火星表面的风蚀地形（风力能量 > 沉积供给，照片由 NASA 提供）；C—纳米比亚 Namib 沙漠中的风蚀地形（风力能量 > 沉积供给）；D—纳米比亚 Namib 沙漠中的风蚀地形（图中为富集的重矿物滞留沉积于前寒武纪白云岩基底之上）

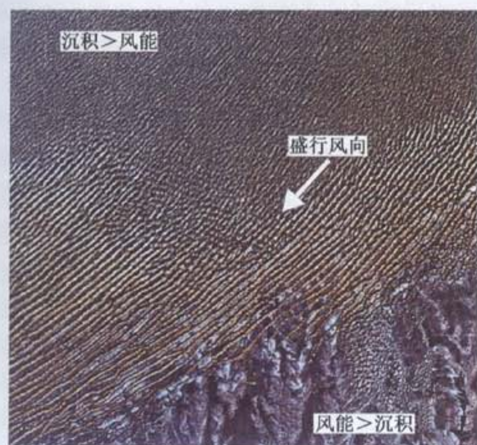


图 3-6 南阿拉伯半岛沉积物供给与风力之间平衡类型由左上角（以沉积供给作用为主）向右下角（以风力侵蚀为主）渐变的卫星照片

沉积物供给占主导的地区可容空间为正，在基岩之上发育细沙沉积；在风力占主导地位的地区可容空间为负，发生基岩出露地表及风蚀作用。图中纵向分布的沙丘与该区盛行的北东风向一致，与水流底形中的高流态线性床沙底形相应。本例中的风态能量比图 3-5A 中产生移动沙丘的风态能量强，图 3-5A 相当于水流底形床中的低流态

面的加积和侵蚀反映了这三种控制因素的相互作用的最终结果，其中每种因素的影响可能被其他因素加强或削弱。美国海湾海岸晚新生代的河流相沉积提供了在冰期和间冰期气候和海平面变化引起相反的沉积趋势的例子。此例中，气候对河流流量的影响超过了海平面升降效应，在冰期导致河流加积（通过降低河流的流量和能量来实现，尽管同期冰河作用

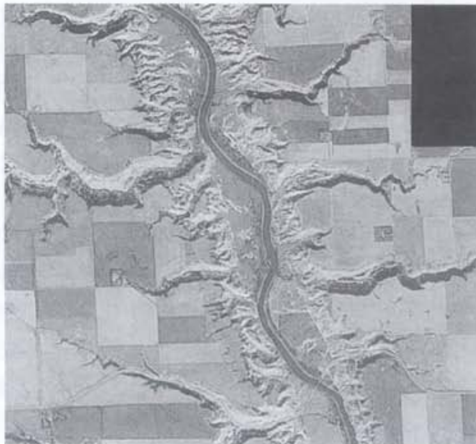


图 3–7 加拿大阿尔伯塔红鹿河的现代侵蚀下切作用航拍照片

比例尺参照图中农场房屋。支流也被侵蚀下切，这是下切谷的识别标志之一。其侵蚀下切作用受气候控制，晚更新世以来的冰川快速融化为河流提供了大量河水

引起海平面下降）；而在间冰期引起河流侵蚀作用（由于冰的融化导致河流流量增加，尽管同期海平面也有所上升）(Blum, 1990, 1994)。在西加拿大也发现了类似的气候控制冰河融解引起河流流量增加，从而导致河流下切侵蚀作用，尽管融解作用还导致了全球海平面上升（图 3–7）。

总之，所有的加积或下切侵蚀过程都与环境能通量和沉积物供给的动态平衡变化有关（如加积只在沉积物供给超过能通量时发生，而侵蚀作用则在能通量大于沉积物负载时发生）。而可容空间也与能通量和沉积物供给平衡关系密切，它们既能影响可容空间，同时又被可容空间变化所影响（见图 3–1 中的双向关系）。一方面，能量和沉积物供给平衡对可容空间总量有一定影响，尽管可容空间也可以被其他因素单独控制（图 3–1、图 3–3、图 3–4），但总体上可容空间与能通量成反比（如能量增加引起“侵蚀”可容空间），与沉积物供给成正比（沉积物供给的增加引起可容空间总量的增加，图 3–6）。另一方面，异源因素直接影响的可容空间变化也可以影响盆内能通量与沉积物供给之间的平衡。例如，构造沉降或全球海平面上升引起的可容空间的增加会降低海底能量，从而促进沉积物加积。这也解释了为什么沉积趋势总是与能通量和沉积物供给之间的平衡相关。沉积物供给与能通量之间相互作用关系，及其与可容空间之间的相互作用关系参见图 3–1。

图 3–8 显示了浅海环境中沉积物供给与环境能通量之间的平衡变化对可容空间和沉积过程影响的一个简单实例，图中假设沉积物由河流沿倾向流向稳定的、不受构造沉降和海平面升降影响的海岸线提供。排除构造和海平面升降对可容空间的影响，可以直接评价浅海环境下沉积物供给和波浪能量的相互关系对沉积过程的影响。如果沉积物供给和环境能通量能保持适当的平衡（图 3–8A），在沿岸流作用下所有的沉积物在此区域将仅发生路过作用，既无沉积也无侵蚀，此时的可容空间为零，尽管是处于海相环境中，基准面与海底重叠，海底保持原有的坡度和外形。如果沉积物供给大于环境所能搬运的量，将会发生加积和进积作用（图 3–8B），此时基准面高于海底，可容空间为正值。当环境的搬运能力大于沉积物供给时，海底将发生侵蚀作用（图 3–8C），此时基准面位于海底之下，可容空间为负值，而且海岸线侵蚀将导致滨线后退。从图中可得出重要启示：可容空间总量不能以海平面来衡量，而应以基准面来度量，基准面可以与海平面和海底呈任一种空间组合关系。图 3–8 是一个简化模型，事实上，影响可容空间的还有沉降、海平面升降等与能量 / 沉积供给波动相并列的其他影响因素。

上面的讨论表明，可容空间与沉积物供给不是相互独立的变量，它们与沉积环境能通量

相互影响。因此，层序地层学原理中关于“层序地层结构由可容空间变化速率与沉积供给速率的关系所决定”的表述也只是近似正确的，因为这两个变量彼此相互影响。要使这一原理成立，就需要用海平面来近似的度量可容空间，而不是用基准面来度量可容空间（此时可容空间变化独立于沉积物供给之外），而且沉积物供给与沉积速率成正比。事实上，上面的讨论和本书后面章节中并不存在这种精确的近似。因此要注意区分沉积物供给与沉积（速率）的差异，沉积物供给以流量来度量，沉积速率以任一位置的垂向深度变化度量。由于能通量条件不同，高沉积物供给并不一定导致高沉积速率。由于可容空间变化受沉积物供给的影响，其度量应独立于沉积作用进行。也就是说控制层序地层结构的各种控制因素之间关系可以由沉积速率和可容空间变化率之间的相互关系体现出来，并可以彼此独立测量，总体反映盆地任一位置的垂向空间变化。在本章的后续部分将对这些方面进行更深入的讨论。

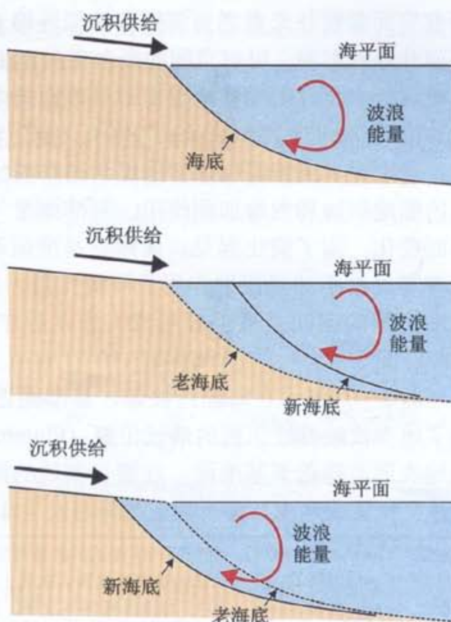


图 3-8 无构造沉降及海平面升降的滨面环境中，能通量、沉积物供给、基准面及可容空间之间的关系

A—沉积物供给与波浪能量维持平衡，发生沉积过路作用，基准面与海底重合，可容空间为 0；B—沉积物供给大于波浪能量，主要发生沉积物加积和进积作用，基准面位于洋底之上（与海平面重合），可容空间为正；C—沉积物供给小于波量能量，发生海岸和洋底侵蚀作用，基准面位于海底之下，可容空间为负。注意可容空间不以海平面来度量，而是以一个可与海平面和海底呈任意空间关系的倾斜面（基准面）来进行度量的。在排除沉降和海平面变化对可容空间的影响后，可容空间完全受能通量和沉积物供给的控制。还需注意：不能将可容空间（沉积物可以充填的空间，为基准面到海底之间的部分）与水深（海水所充填的空间，为海平面到海底之间的部分）相混淆，如在 C 中水深很大，但是由于波浪能量远大于沉积速率，可容空间为负

海相可容空间由前述三个异源因素共同控制，这三个因素之间的相对重要性随盆地类型变化而不同（图 3-3）。河流的加积或侵蚀作用（正的或负的可容空间）向海受海平面升降影响较大，向陆则气候和构造运动的影响增强（Blum，1990；Posamentier 和 James，1993）。在非海相地区海平面升降对下游影响较强，向上游其影响逐渐消失；而气候和构造影响向上游方向逐渐增强（图 3-3）。关于异源控制因素、可容空间和沉积作用之间的相互作用将在本书后续章节详细讨论。

第四节 沉积可容空间

一、可容空间、基准面和河流均衡剖面的概念

沉积可容空间是指可供沉积物充填的空间总量，可以用基准面和沉积表面之间距离来度量（Jervey，1988）。这一概念最初应用于海相沉积环境中，作为对离散大陆边缘盆地进积充填进行数学模拟的工具（Jervey，1988）。基准面最初被近似的换算为海平面，因此，

可容空间起初并未考虑到需要在陆架环境下解释基准面的概念。通过综合气候、构造和海平面升降的影响，可容空间的概念在河流相和海相研究中均被广泛接受（图 3–3）。可容空间概念扩大至非海相盆地要求对基准面概念进行深入研究，这导致了一系列的观点和术语的冲突（Shanley 和 McCabe，1994；图 3–9）。

基准面（沉积或侵蚀作用面）通常被认为是一个全球性界面，在此界面发生全球可对比的陆地剥蚀和向海加积作用。基准面是一个动态平衡面，随相对于地心的全球海平面升降而变化。为了简化起见，通常将基准面等同于海平面（Jervey，1988；Schumm，1993），而事实上由于波浪侵蚀作用及洋流作用，基准面通常低于海平面（图 3–8）。海平面和基准面之间的空间关系也被河流入海以后在海平面之下的海洋侵蚀作用所证实（Schumm，1993；图 3–9）。

图 3–10 显示在海陆过渡带，基准面近似于海平面。基准面可以投射到地表之下，代表了地表侵蚀所能达到的最低位置（Plummer 和 McGeary，1996）。长期的剥蚀作用使得陆地地表形态趋近于基准面。在遭受剥蚀的源区和滨线之间，当沉积负载超出搬运介质（重力流、气流或水流）搬运能力时将可发生非海相加积作用。

基准面（Twenhofel，1939）：沉积序列所能达到的最高面。
基准面（Sloss，1962）：一个假想的动态平衡面，在其上碎屑物质无法保存，在其下可以发生沉积和埋藏作用。
基准面（Bates 和 Jackson，1987）：地表不断向其发展，但极少（如果有的话）能达不到的理论极限或最低面，陆表面的基准面是海平面。
基准面（Jervey，1988）：……是由海平面控制的，第一近似于海平面……其次近似于反映海洋中任一区域能量变化的面。
基准面（Schumm，1993）：一个假想的近地表侵蚀界面，实际上近似于海平面，而河流侵蚀作用使其略有下降。
基准面（Cross，1991）：侵蚀与沉积之间的平衡界面。
基准面（Cross 和 Lessenger，1998）：关于产生和消耗可容空间和在此空间中沉积或侵蚀相互关系的一种阐述词。
基准面（Posamentier 和 Allen，1999）：河流到达人河口的面，在此面上沉积和侵蚀达到稳定平衡。

关于基准面的定义有两大流派：
①基准面或多或少的近似于海平面，尽管现实中由于波浪和海流作用而比海平面略低。该面延伸至大陆表面以下的位置决定了大陆最终剥蚀所能达到的位置。在陆地上，相当于进积 / 侵蚀的平衡面，河流均衡剖面与基准面在滨线重合。
②基准面是对侵蚀和沉积之间平衡界面的归纳（Cross 和 Lessenger 所提出的“地层学的”基准面，1998）。在这一前提下，河流均衡剖面的概念被包含在基准面之中。地层学的基准面包括陆上部分（河流相的基准面 = 河流均衡剖面）和海相部分（海相基准面 = 海平面）。
第二种表达的缺点是河流相基准面迁移受海相基准面迁移的控制，尤其在河流沉积体系的下游地区；因此这两个概念之间具有因果关系。这表明将这两个概念单独表述要比将它们整合到同一个地层学基准面中更合理，这也是本书所采用的观点，即河流相基准面是指河流均衡剖面，海相基准面简称基准面。

图 3–9　基准面概念的定义

由基准面概念相联的，河流均衡剖面对于理解陆上地区沉积过程尤其重要。对于任一河流体系，如果给定源区高度及其在盆地的入口，河流体系总是趋向于达到一个纵向上的动态平衡（Miall，1996）；当河流能够搬运其沉积负载而不发生河道加积和侵蚀时，这个动态平衡就已达到（Leopold 和 Bull，1979）；不在平衡状态的河流将通过侵蚀和加积作用试图达到这一平衡状态（Butcher，1990）。基于以上原因，当构造、气候或是海平面发生变化，引起河流体系源区抬升、汇入盆地水位或水体搬运能量与沉积之间平衡时，河流将开始侵蚀或加积以达到新的平衡。均衡剖面可以位于陆地表面之上或之下（分别引起加积和侵蚀作用），在滨线位置与基准面重合（图 3–10）。从广义上讲，河流体系的基准面在其进入汇水体后被包括海平面、湖平面或其他河水面的水体平面所取代（Posamentier 和 Allen，

1999；图 3–11）。风力作用占主导地位的陆内盆地地层界面也与其区域基准面有关，以与潜水面有关的风蚀面形式表现出来（Kocurek，1998）。

海相基准面（近似于海平面）有时与河流均衡剖面结合起来组成（“地层学的”）基准面概念，这一基准面代表了从海相到陆相区域沉积与侵蚀作用的平衡面（Cross，1991；Cross 和 Lessenger，1998；图 3–9）。各区域沉积和侵蚀作用相互竞争的结果决定了此三维界面的不规则形态，它可以位于地表或洋底之上（将发生加积作用），也可以位于地表或洋底之下（将发生侵蚀作用）。



图 3–10　基准面的概念，被定义为陆表剥蚀最低面（据 Plummer 和 McGeary，1996 修改）
在演线处河流均衡剖面与基准面重合，当源区发生构造抬升、剥蚀等作用时，均衡剖面随之改变，均衡剖面也随基准面的变化而改变。参见图 3–9 中基准面概念的不同定义

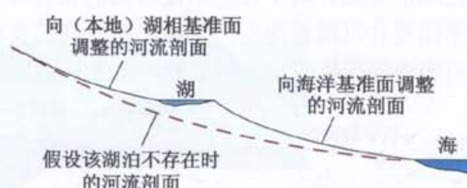


图 3–11　一条先流经湖泊再流入海洋的海相和本地基准面（据 Press 和 Siever，1986 修改）
在河流的每一段，其均衡剖面均向其所能到达的最低面调整

现今层序地层学中关于基准面与河流均衡剖面之间关系的争论仍然存在，一种流派认为“基准面”应该可以适用于这两个概念，因为同一定义能够表述这两个概念（如沉积和侵蚀之间的动态平衡面；Barrel，1917；Sloss，1962；Cross，1991；Cross 和 Lessenger，1998）。另一流派反对将代表水面的“基准面”术语用于河流入口处，因为在此处流体能量有一个突然下降（Powell，1875；Davis，1908；Bates 和 Jackson，1987；Schumm，1993；Posamentier 和 Allen，1999；Catuneanu，2003）。术语学在某种程度上是繁琐的，但将河流均衡剖面和基准面保持独立是有一定价值的，因为它们具有一定的因果关系，也就是说，河流均衡剖面的空间位置在某种程度上是基准面抬升的函数（图 3–9）。这也是本书所采用的观点。

二、基准面和可容空间的近似

由于基准面是一个假想的沉积和侵蚀处于平衡状态的四维动态界面，受沉积环境能量和沉积物供给波动影响较大（图 3–8），因此精确量化特定时间和地点与之相关的可容空间是十分困难的。出于这方面考虑，通常需要寻找一个更容易度量的近似因素来替代有效可容空间。最初用海平面来近似替代基准面（Jervey，1988；Schumm，1993），这样就可以用海平面与洋底之间距离来度量有效可容空间。受各种控制因素随时间变化的影响，海平面和洋底都可以相对于地心独立改变其位置，进而引起有效可容空间总量的相应波动。对于沉积作用而言海平面是最主要的异源控制因素，如前所述，海平面升降又由气候和构造作用所控制（图 3–1）。构造沉降或抬升总量和沉积作用共同控制了洋底相对于地心的升降变化。因此，给定时间和地点的可容空间总量就等于由构造和海平面升降创造或破坏的可容空间减去该区域同期由于沉积作用所消耗的可容空间后的值。区分可容空间表达式中这两

部分（创造 / 破坏的部分与沉积消耗部分）是层序地层学研究中的关键问题，通过对它的研究可以了解体系域和层序地层界面的基本形成机理。

图 3–12 有助于理解一些关于可容空间表达式的基本概念，如绝对海平面升降（海平面相对于地心的升降）、相对海平面（海平面相对某一独立于沉积物基准点的值）和水深（海平面相对于洋底的值）。相对海平面变化可以替代在不考虑沉积的情况下，一段时期内可容空间创造或破坏的值；而水深可以替代减去沉积效应后剩余的可容空间。图 3–12 中的基面反映了盆地任一位置相对于地心的沉降和抬升（包括沉积负载和压实效应）总量。为反映相对于沉积压实的全部沉降作用，基面的选择尽量靠近洋底，但其实际位置的重要性不如它和海平面之间的距离；对于任一给定时间的相对海平面值（即基面与海平面之间距离）而言，相对海平面变化（即基面与海平面之间距离的变化）更能引起我们的兴趣，它能反映在特定时间段可容空间产生或消失的总量。图 3–13 和图 3–14 展示了相对海平面升降的不同模式。

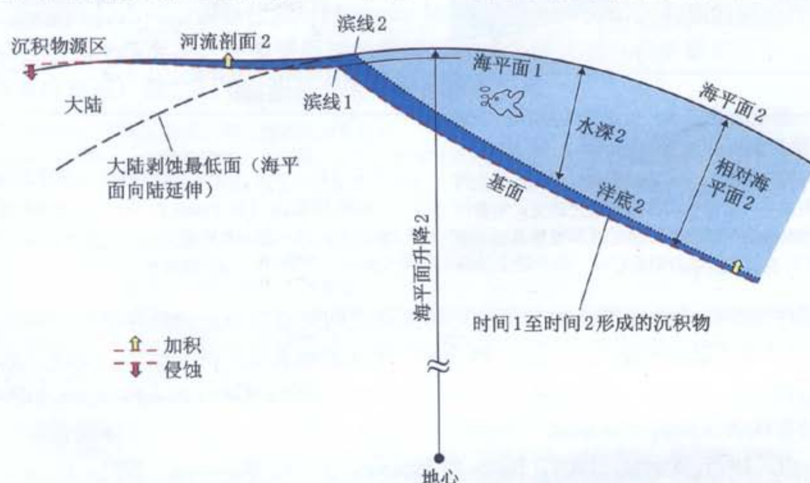


图 3–12　海平面升降、相对海平面和水深与海平面、海底及基面之间的关系（据 Posamentier 等，1988 修改）

基面是参考水平面确定的一个测量盆地相对于地心总体抬升或沉降量的面，图中时代 1 时基面与地平面一致，在任一位置沉积物（从时代 1 至时代 2）沉积于该面之上都可通过 GPS 测量的不同时期抬升变化显示出来（即相对于地心的距离）

区分相对海平面变化和沉积作用是层序地层学研究的基本方法之一，由此可以比较相对海平面和沉积作用变化速率。二者速率的平衡（可容空间的创造或破坏与可容空间消耗）控制了滨线迁移的方向，同时也暗示了层序界面和体系域之间的同步性。这一方法也对正确理解层序地层学原理起着关键作用。如果不能正确区分这两个变量将会混淆相对海平面升降、水深变化和滨线迁移方向等。简单计算表明，当沉降速率足够快时，即使在绝对海平面下降期，相对海平面仍有可能上升（图 3–13）。例如假设绝对海平面下降速率为 5m/ka，而海盆沉降速率为 9m/ka，那么相对海平面将以 4m/ka 的速率上升，这意味着可容空间以 4m/ka 的速率增加；如果该区的沉积速率为 3m/ka，则该区的可容空间新增速率大于其消耗速率，因此其水深以 1m/ka 的速率增加。如果例中所说情况发生在滨线附近，上

述水深的增加将会引起滨线向陆推进的海侵作用。数值模型中所展示的水深变化与滨线迁移方向（如水深变浅=进积，水深加深=海侵）仅在浅海区域成立，在滨外带则会有所偏差（Catuneanu 等，1998b）。

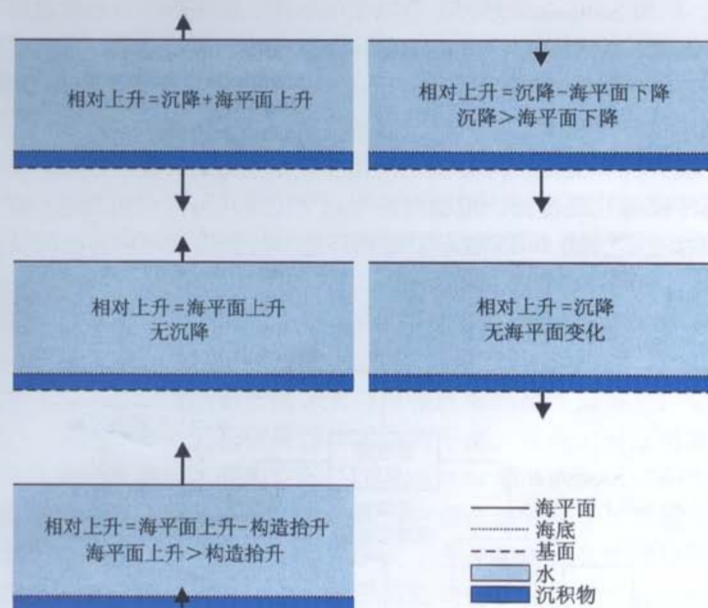


图 3-13　相对海平面上升的情况

如果基准面简单等同于海平面（忽略波浪和洋流能量），则基准面的上升与海平面上升同步，注意新产生的可容空间可以被沉积作用以任一种可能的速率充填，从而导致水体加深或变浅；箭头长度与垂向构造及海平面升降速率成正比

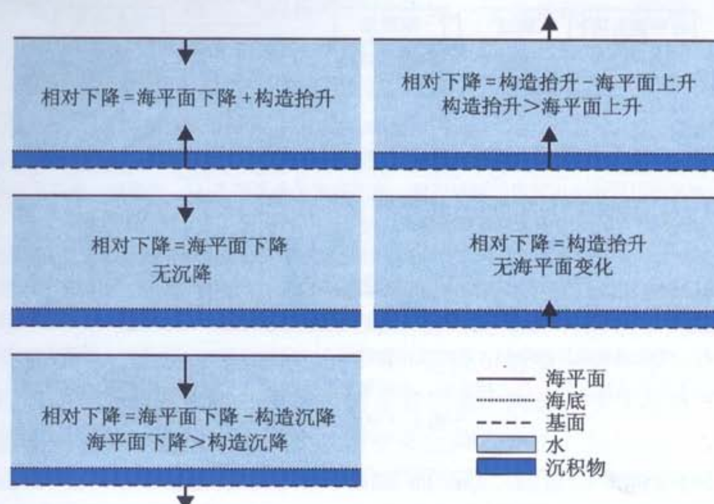


图 3-14　相对海平面下降的情况

如果基准面简单等同于海平面（忽略波浪和洋流能量），则基准面的下降与海平面下降同步，基准面下降导致可容空间消失，水深始终变浅；箭头长度与垂向构造及海平面升降速率成正比

三、可容空间的变化

前面关于可容空间控制因素的探讨是基于海平面可以近似替代基准面的假设进行的。这作为一种近似假设是没有问题的，但由于波浪和洋流能通量的影响，基准面通常低于海平面（图 3-8）。正如 Schumm（1993）所指出的那样，这也被河口区河流侵蚀面低于海平面的现象所证实。基准面和海平面之间的实际距离依赖于环境能量，例如在风暴条件下的基准面要低于晴天条件下的基准面。这种能量波动的时间尺度通常是季节或亚季节性的，其旋回频率远高于层序地层学所研究的最高频旋回。与层序地层学尺度相应的基准面的长期变化是由海平面升降和盆地沉降总量之间相互关系控制的。换句话说，前面所讨论的近似方法（如用海平面替代基准面，用相对海平面变化替代可容空间变化）对于层序地层学研究而言是可以接受的。图 3-15 展示了海相环境中控制因素与可容空间及滨线迁移之间各种可能的关系。

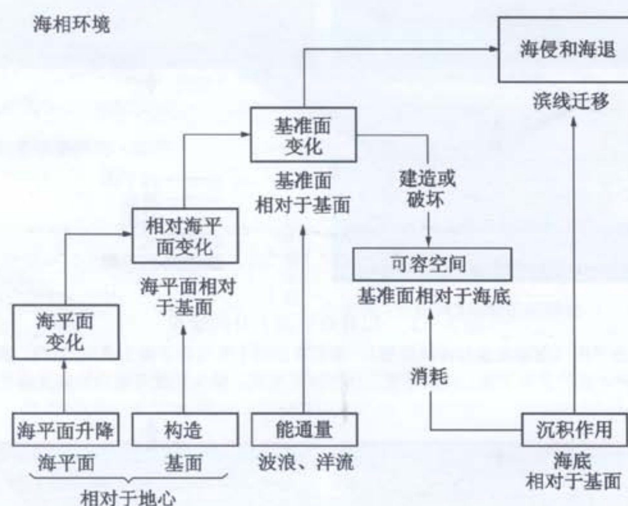


图 3-15 海相环境可容空间及滨线迁移的控制因素（据 Catuneanu，2003 修改）

将海平面替换为湖平面以后该表也可用于湖相环境。基面的定义参考图 3-12。由波浪、波浪产生的洋流、潮汐流、等深流或重力流等产生的环境能量使基准面降低，短期的气候变化（季节性或亚季节性尺度）体现在环境能量的变化之中，长期的气候变化（如米兰柯维奇旋回）体现在海平面升降之中。能通量代表了环境能量与沉积物供给间的动态平衡，能量相对于沉积物供给的增加导致基准面下降（可容空间减少），而能量的减弱可导致基准面上升（可容空间的增加）。注意：区分沉积物供给（流体所搬运的沉积负载）和沉积作用（垂向加积的沉积物总量）的差异，例如，受能通量条件的限制，高的沉积物供给不一定导致高的沉积速率，基准面变化与沉积物供给关系密切，但独立于沉积总量之外；与之相反的，相对海平面变化独立于沉积作用和沉积物供给。本图也可应用于图 3-3 中的 1 号位置

与度量相对海平面变化相似，基准面变化是通过度量基准面相对于特定基面的波动进行的。由于受波浪和洋流等环境流体能量影响，基准面与海平面并不完全一致，因此相对海平面变化与基准面变化尽管非常接近，但也不完全相同（图 3-15）。基准面的抬升（基准面与基面之间垂直距离的增加）产生新的可容空间；基准面抬升期的沉积作用以低于或

高于基准面抬升新增可容空间的速率消耗可容空间，低于基准面抬升新增可容空间的速率时水深增加，反之水体变浅。在任一给定时间内，沉积可用的可容空间通过海底和基准面之间距离来度量。与之相似，基准面下降（基准面与基面之间垂直距离的减少）破坏可容空间；这种情况总是导致该区水体变浅，而不管沉积作用情况如何。

滨线附近的基准面变化速率与沉积速率的对比，有助于理解为何相对海平面（基准面）上升时滨线既可能向海也可能向陆迁移。可容空间超过沉积作用时发生海侵（可容空间的产生速率大于沉积消耗速率），反之沉积供给占主导地位时则引起滨线后退（可容空间的产生速率小于沉积消耗速率）。在上述条件下，河口也相应的向海或向陆移动，从而引起均衡剖面相应于基准面的移动。以基准面上升期的三角洲进积为例，新增可容空间不足以容纳河流携带的沉积物，河口向海迁移。这种迁移可以引起相带的迁移变化：如从前三角洲向三角洲前缘的转化，这一区域沉积作用限于海底到基准面之间的空间内；或是变迁至三角洲平原和冲积平原环境（向陆地方向），其沉积趋势（加积、路过或侵蚀）由河流均衡剖面和实际河道位置决定。

在非海相区域，河流均衡剖面在概念上与海相区域的基准面等价，它是河流环境中的一个假想界面，在此界面上沉积和侵蚀作用达到平衡。相应的河流可容空间总量是指河流均衡剖面与实际河流剖面之间的空间（Posamentier 和 Allen，1999）。如果我们将这一定义与前面的海相可容空间相对比，可以认为均衡剖面等价于基准面，实际河流剖面等价于海相环境中的海底。如果将这一对比深入下去，我们就会发现替代基准面的海平面在河流环境中没有相应的可对比元素，由于河流均衡剖面没有可替代的物理面，因而对它的度量非常困难。唯一可供观测的界面是河流地形剖面，其位置相对于独立基面随界面侵蚀或加积作用而变化（图 3–12）。所以这个界面与河流向均衡剖面发展的趋势相联系。

河流均衡剖面由河口处“锚定”的基准面所决定，随着基准面的升降，锚点相应的向陆或向海迁移，即垂向向上或向下迁移，从而引起均衡剖面的上升或下降（Posamentier 和 Allen，1999）。因此基准面变化对均衡剖面起着重要的控制作用，从而间接影响河流体系，尤其是河流下游的可容空间（Shanley 和 McCabe，1994；图 3–16）。均衡剖面位置也受能通量波动的影响，主要通过气候变化影响河流搬运能力来实现（Blum 和 Valastro，1989；Blum，1990；图 3–16）。这种能通量的波动可以具有不同的时间尺度，从频率远高于最高频的层序地层旋回的季节性气候变化到米兰柯维奇旋回均有发现。

基准面变化对河流作用的影响（加积或侵蚀）仅限于从河口向上游有限的距离之内，通常其范围小于 200km（Miall，1997）。河流对基准面变化的响应除了向陆距离的限制以外，还首先受构造和气候的联合控制（图 3–17）。河流可容空间的产生是由区域构造沉降引起的，因此构造是支配河流层序几何形态的首要因素。例如，受构造挤压挠曲引起的前陆盆地，沉降速率由边缘向盆地中心减小；而受热沉降和重力沉降控制的拉张盆地，沉降速率向盆地中心增大。气候因素引起的河流流量与负载的变化与构造作用相叠加，对河流均衡剖面位置产生影响（图 3–17）。

气候对可容空间的控制作用由海平面升降和环境能通量等其他因素完成，因此，难以量化。在海相环境中，短期气候变化（季节和亚季节性时间尺度）体现在能通量波动上，

而长周期气候变化体现在海平面升降中（图 3-15）。在河流环境中，短周期和长周期的气候变化影响都体现在能通量波动上，不存在与长期气候变化相关的能够替代均衡剖面的物理面（图 3-16、图 3-17）。源区提供给沉积盆地的沉积供给总量，由部分受气候条件影响的风化剥蚀和沉积搬运能力决定，因此气候还与所有环境中的沉积作用因素有关。

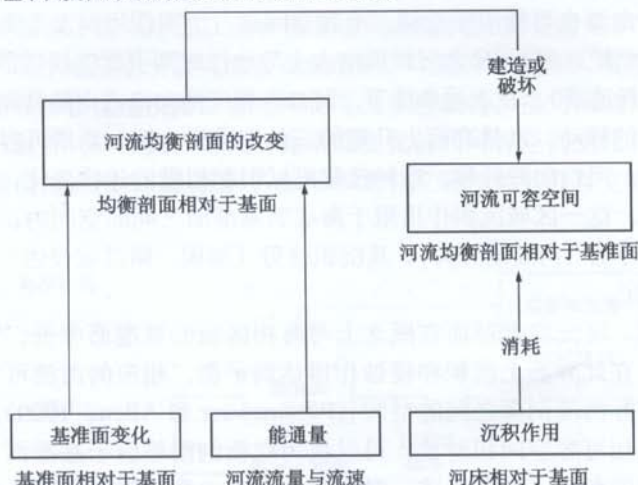


图 3-16 河流体系下游可容空间控制因素

基面的定义参考图 3-12。能通量主要受短期或较长期气候因素影响（尤其是河流组分卸载），但也受构造抬升的影响。本图也适用于图 3-3 中的 2 号位置

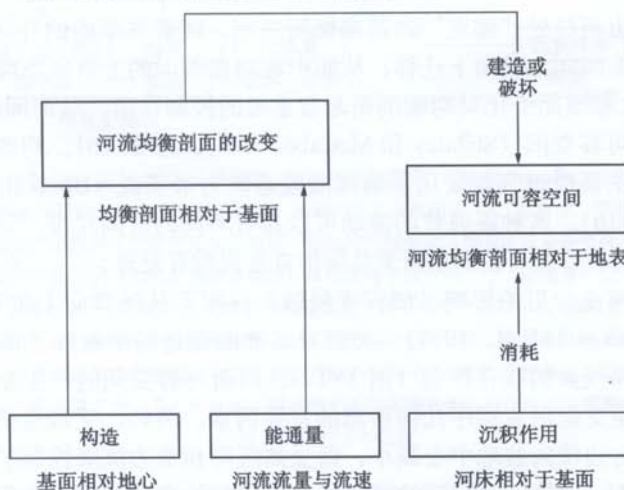


图 3-17 河流体系上游可容空间控制因素

基面的定义参考图 3-12。能通量主要受短期或较长期气候因素影响（尤其是河流组分卸载），但也受构造抬升的影响。本图也适用于图 3-3 中的 3 号位置

可容空间变化速率和沉积速率共同决定了沉积趋势的迁移，沉积趋势迁移体现在滨线的迁移（如进积与滨线后退相对应，而退积与滨线前进相对应）。沉积、沉降和海平面升降之间关系的定量模拟研究表明，在特定时间内即使滨线沿一个固定的走向和倾向迁移，可容空间在同一剖面中亦可以有不同的变化速率，甚至可以有相反的变化方向（Jervey，1988；Catuneanu等，1998b）。这种可容空间同期变化特征和速率是由沉降类型的差异引起的，而这在多数盆地通常是稳定的。盆地内不同区域沉降速率变化越大，其可容空间变化也越大。例如海平面下降时期，在盆地缓慢沉降区域可容空间变化为负值（即海平面下降速率超过沉降速率），而在沉降速率超过海平面下降速率的地区则为正值（Jervey，1988；Catuneanu 等，1998b）。

由于盆内沉积速率沿倾向发生变化，沉积和可容空间相互作用产生了水深的复杂变化，这体现在盆地不同位置水深变化的方向（加深或变浅）和速率（快速或慢速加深或变浅）上（Jervey，1988；Catuneanu 等，1998b）。抛开特定时间盆地内可容空间和水深变化，层序地层模型只考虑一个因素——基准面变化曲线，根据它可以定义所有的层序和体系域界面（图1–7）；基准面变化曲线体现了可容空间在滨线处的变化。沉积作用和基准面变化曲线间的相互关系控制了滨线海侵或是海退，这被应用到体系域命名之中（如进积体系域或退积体系域；图1–7）。关于数学模型和其关于盆地演化事件的问题将在第七章中做详细讨论。

层序地层学分析的成功依赖于对基本原理的理解，以下几个概念容易引起混淆：①基准面变化；②水深变化；③滨线迁移（海侵和海退）；④粒度变化趋势（向上变粗/细），区分这些概念和区分解释成果一样重要。水体变浅通常易与基准面下降混淆，而水体加深则易与基准面上升混淆；基准面变化的测量与海底沉积物无关（即基准面相对于基面；图3–12、图3–15），而水深变化包括了沉积物的影响（即海平面相对于海底；图3–12）。例如当基准面上升时，若新增可容空间速率与沉积速率保持平衡，则水深既不加深也不变浅。沉积物粒度是从露头、岩心和测井资料中可以直接观察到的沉积相特征，对岩石粒度向上变粗或变细的描述是客观直接的，不需要转变为关于基准面或水深的变化。粒度显示了在一段时间研究区域内沉积物供给的一致变化，如河口的进积与滨线后退相一致。其变化趋势与沉积相的侧向迁移有关，如粒度向上变粗时，观测点基准面可能上升也可能下降，其水深加深或变浅也都有可能。粒度和海水深度之间的相应关系只在近岸区域较为可靠，在这一区域深度和沉积环境能量是可以预测的；而在离岸较远区域，波浪、潮汐、重力流和等深流之间的平衡难以预测。在后一种情况中，沉积搬运能量可以独立于水深的变化，因此无法建立粒度与水深之间的线性关系。另一类可能混淆的概念是基准面变化与滨线迁移，或水深变化与滨线迁移，这将在本章后面段落详述，也将在本书第七章中运用数学模型进行详细讨论。

第五节 滨线轨迹

一、定义

基准面变化与沉积之间的关系控制了水深波动和滨线的进积和退积迁移（图3–15）。滨线迁移类型是层序地层格架中的一个关键因素，它决定了特定沉积趋势下地层单元的外形和堆积模式，即体系域类型。

海侵的定义是滨线向陆迁移，与之相应的发生沉积相带的迁移和邻近滨线区域水体的

加深。海侵引起退积型地层堆积模式，如海相沉积向陆推进并超覆于非海相沉积之上（图3-18）。在盆地陆上部位海侵通常表现为潮汐对河流沉积的影响，如S形层理、潮汐（波状、压扁和透镜状）层理、牡蛎层（oyster bed）和半咸化到海相遗迹化石（Shanley 等，1992；Miall，1997）。退积是海侵的特征沉积趋势，其定义为滨线向陆迁移或岸线被波浪侵蚀；海侵可在碎浪带附近产生峭壁（Bates 和 Jackson，1987）。如 Bates 和 Jackson（1987）所定义的，“滨线”和“海岸线”通常作为同义语使用，尤其是在讨论大时间尺度（米兰柯维奇旋回及更大时间尺度）的问题时。在历法周期内（数百年或更少）讨论时有一种趋势认为“海岸线”在较长时间内位置较为固定，“滨线”则在潮间带范围内持续变动（即海岸水面线，可随波浪或潮汐变化）（Bates 和 Jackson，1987）。在本书中主要探讨地质时代尺度的情况，因此这两个术语可以互换。

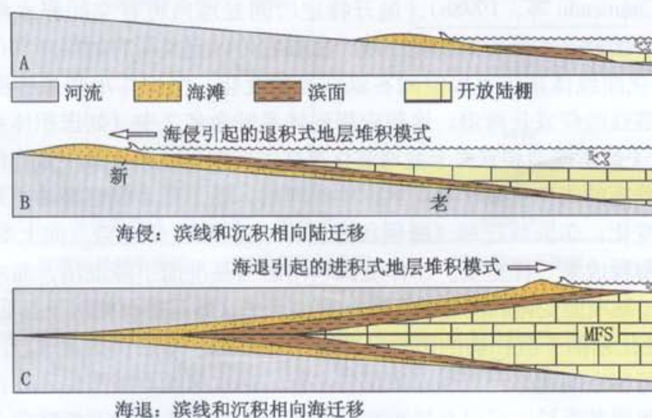


图 3-18　海侵与海退

注意沉积相带的进积和退积（横向迁移），以及由退积到进积叠置的转换面，这一转换面即最大洪泛面（MFS）

海退是指滨线向海迁移，滨线迁移引发沉积相的向海迁移和滨线附近海水变浅。海退产生进积式堆积样式，如非海相沉积向海迁移并覆盖于海相沉积之上。进积是海退的特征沉积趋势，其定义为河流搬运的沉积物或波浪和沿岸流搬运的沉积物持续向海沉积形成海滩、三角洲或扇三角洲的过程（Bates 和 Jackson，1987）。

海侵和海退与水深加深或变浅之间的直接对应关系仅在滨线附近区域成立（见关于海侵和海退的定义）。在滨外带海水的加深或变浅由于沉降和沉积速率沿盆地倾向的变化，可能与滨线迁移并不同步（Catuneanu 等，1998b）；例如印度尼西亚 Mahakam 三角洲（Verdier，1980），在进积（海退）时期滨外带由于沉积速率低于盆地沉降速率，滨外带水体持续加深。在许多拉张盆地的中心部位由于沉降速率较高，在快速海退时期虽然发育水下扇进积，但其水深仍持续增加。

海侵和两种类型的海退都可看成是滨线基准面变化速率和沉积速率比值的函数（图3-19）。假设基准面上升和下降所经历的时间段相等，图 3-19 中顶部的正弦曲线表示理想化的基准面随时间的周期性升降；尽管现实中这两段时间的对称性通常被破坏，在进行其原理研究时我们不考虑这种情况。在基准面下降旋回，可容空间由于异源因素（主要是沉

降和海平面变化之间的关系）而减少，滨线发生与沉积因素无关的强制后退；这种由于基准面下降引起的海退称为“强制海退”（Posamentier 等，1992b）。在基准面上升旋回，可容空间产生和消耗同时进行，因此滨线迁移实际方向依赖于两种作用强度的对比。在基准面上升旋回的早期和晚期，基准面上升速率较小，沉积作用占主导地位；而在上升曲线拐点附近基准面上升速率最大，基准面上升占主导地位。

为了更好的理解在基准面上升旋回滨线迁移方向的变化，图 3–19 下面的正弦曲线展示了基准面变化速率（由上部基准面升降曲线派生），它可与沉积速率相对比。为简化起见，图中假设基准面升降期间沉积速率是一个常量，事实上，可以用其他数学函数来更近似于真实情况的表达沉积速率随时间的波动。需要重点强调的是，在基准面上升的早期阶段，当上升速率从零开始缓慢上升时，沉积速率远超过可容空间产生速率，从而产生了“正常海退”，延续了基准面下降旋回的海退趋势。即海退结束的时间并不在滨线基准面下降结束期，而是在基准面上升的早期阶段。当基准面上升速率超过沉积速率时，海侵作用开始（图 3–19）。在基准面上升旋回的后期阶段，其上升速率逐渐减小至零，沉积作用再次起主导作用，引起第二次“正常海退”。海侵结束的时间也不是从基准面下降旋回开始的，而是在基准面上升旋回的后期阶段（图 3–19）。

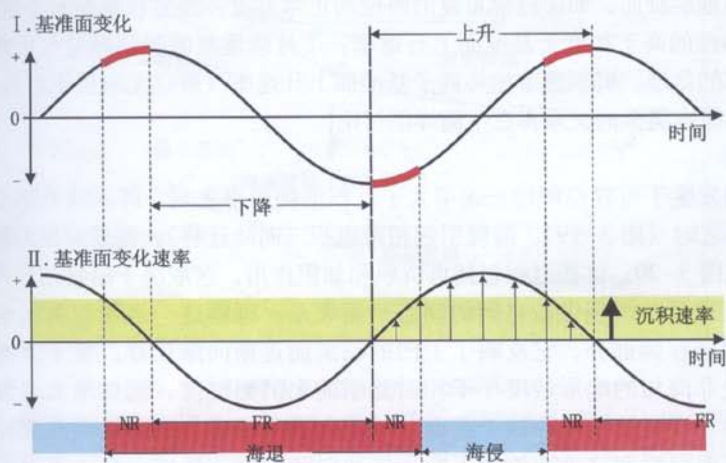


图 3–19 依据基准面与沉积作用之间关系定义的海侵、正常海退和强制海退

图中上面的正弦曲线为基准面随时间变化曲线，加粗部分为基准面上升的早期和晚期阶段，此时基准面上升速率（为从 0 增加和降至 0）低于沉积速率。下面的正弦曲线为基准面变化速率曲线。注意：在基准面上升结束或基准面下降结束时，其变化速率为 0（从上升向下降或从下降向上升转变时运动停止），在上面曲线的拐点处基准面变化速率最大，当基准面上升速率大于沉积速率时发生海侵作用。为简化起见，在基准面升降旋回中，将沉积速率设为常量，基准面旋回设为对称的正弦曲线，但这并无地质依据；事实上，作为每个实例的独特背景（如冰河旋回具有强烈非对称性，冰的消融速率远大于其形成速率）的响应，基准面旋回曲线更倾向于不对称，但这对图中展示的基本原理没有影响。FR—强制海退；NR—正常海退

上面的讨论暗示，在基准面旋回曲线对称条件下，海侵时期（不足半个旋回）可能短于海退时期（正常海退加强制海退）。实际海侵和海退持续时间随盆地而变化，主要取决于可容空间的主控因素和沉积供给。以前陆盆地为例，挤压挠曲构造是其可容空间的

主控因素，盆内挠曲沉降时间（基准面上升）明显小于地壳均衡回返（基准面下降）时间（Catuneanu，2004a），基准面变化旋回具有很强的非均衡性，地壳应力回返（海平面下降）引起的强制海退占优势地位。因此，相对于长期的海退事件，海侵事件时间显得相对短暂。另一方面，拉张盆地中起主导作用的是长期构造沉降，它与周期性的海平面波动综合起来形成基准面上升占主体的不对称的旋回（Jervey，1988；Posamentier 和 Vail，1988；Posamentier 等，1988），海侵比海退占更长时间，但是它们的相对持续时间最终由沉积与可容空间相互关系决定。如许多离散大陆边缘中那样，沉积速率高于基准面旋回上升速率时，正常海退成为滨线迁移的主体类型（图 2−65）。

如上所述，图 3−19 有助于减轻对于基准面变化和滨线迁移之间的混淆。将基准面上升等同于海侵、基准面下降等同于海退是匆视沉积作用而产生的一种常见误解。事实上滨线附近基准面下降和基准面上升之间的转换点与海退和海侵转换点在时间上有一定的延迟，海侵开始于基准面上升一段时间以后；与此相似的，由于正常海退时间的持续，海退开始时间也与基准面下降时间不一致（图 3−19）。

图 3−19 所示的滨线迁移和海侵海退作用代表了大多数盆地的层序地层旋回情况，即一个完整的基准面旋回包括一个强制海退、两个正常海退和一个海侵时期。实际工作中也会遇到简化的地层旋回，如①持续重复的海侵和正常海退，发生在基准面持续上升的盆地，沉积速率周期性的高于和低于基准面上升速率；②持续重复的强制海退与正常海退，发生在高沉积速率的盆地，沉积速率始终高于基准面上升速率（所以无海侵作用）。地层几何形态与滨线迁移基本类型的关系将在下面详细讨论。

二、海侵

海侵作用发生于可容空间增长速率大于沉积消耗速率之时，即滨线处基准面上升速率高于沉积速率之时（图 3−19），海侵引起相带退积（向陆迁移）。海侵时期海陆过渡带的沉积迁移过程见图 3−20。这些过程包括再沉积和加积作用，这取决于沿盆地倾向上各个位置的沉积环境能通量与沉积供给之间的动态平衡关系。理解这一过程的关键是滨线轨迹包括向陆和向上迁移两部分，它反映了上凹的临滨面逐渐向陆迁移，覆于原河流相或海岸相之上。假设非海相的地形坡度小于相对陡峭的上滨面坡度，就如绝大多数现实海岸那样，滨线向陆迁移将使波浪冲蚀上滨面，并倾向于侵蚀出一个与波浪能量相称的更陡峭的面；在滨线海侵时期这个冲蚀面不断形成和向陆扩张，形成一个以海侵为特征的层序地层界面。

滨线海侵时期波浪形成的侵蚀面被下面滨和陆架沉积加积或退积超覆（图 3−20）。上滨面波浪侵蚀和下滨面沉积作用的综合作用，对于与海侵期波浪能量保持平衡的上凹的滨面形态是必需的（Bruun，1962；Dominguez 和 Wanless，1991）。下滨面和陆架环境的上超沉积对海底剖面由于滨线海侵引起的、相对于低能环境的过陡坡度起一定的等深修补作用。这些源自海侵楔的浅海上超沉积被称为“愈合相”沉积（Posamentier 和 Allen，1993；图 3−20）。这种海侵期由于波浪冲蚀引起的沉积物重新分布作用模式如图 3−21。需要指出的是，上滨面沉积侵蚀后向海和向陆两个方向搬运，其中向岸搬运部分可能形成沙滩和河口，而向海搬运部分运移至滨外形成愈合楔沉积。愈合相沉积在地震剖面中相对容易识别，形成具上凸外形的反射体超覆于最年轻的海侵斜坡沉积之上（图 3−22）。

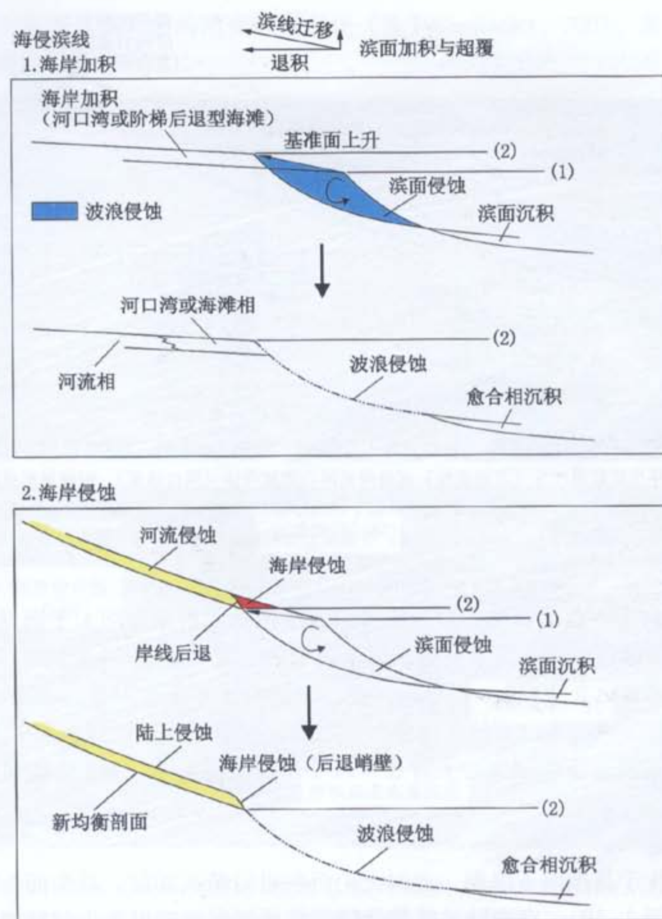


图 3-20 海侵体系的滨线轨迹（Catuneanu，2003）

因基准面上升引起海侵，滨线附近基准面上升速率大于沉积速率。加积（滨线向陆方向）和波浪侵蚀（滨线向海方向）两个趋势相反的平衡决定了海侵海岸的类型。不论海岸的总体特征和沉积过程（加积与侵蚀）如何，上滨面的波浪冲刷物质在下滨面和陆架形成海侵上超（愈合相）沉积。海岸加积倾向于形成低坡度的海岸平原，海岸侵蚀则倾向于形成海岸峭壁，在这两个示例中，临滨剖面的坡度应该更缓一些（平均 0.3°）

滨线附近的基准面上升形成河口湾加积（河口附近）或沙滩沉积（开放海岸）。然而上滨面河口湾加积常被波浪侵蚀作用抵消，后者是逐渐向海迁移的。沉积和侵蚀这两种相反因素间的平衡决定了总的海侵滨线的类型（图 3-20）。以加积作用为主的海岸在岩石记录中主要保存河口湾沉积或后退式海滩相沉积（图 3-23）。侵蚀作用控制下的海岸则表现为盆内非海相沉积间的不整合接触，其地层缺失时间与海侵发育时间相同。不管海岸沉积的总体类型如何，波浪侵蚀界面总被海侵期的浅海相（愈合相）沉积超覆，这为理解部分陆上不整合形成的海侵类型提供了线索。

新泽西州南岛坎特伯雷平原海岸是一个现代的侵蚀型海侵海岸实例（Leckie，1994）。

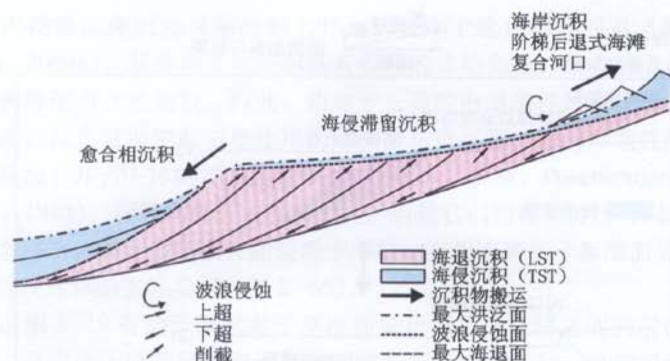


图 3-21　滨线海侵期的沉积物再分布模式

（据 Posamentier 和 Allen，1993 及 Willis 和 Wittenberg，2000 修改）

部分沉积物向陆运移形成后退沙丘（开放滨线）或海侵式河口湾复合体（河口体系），粗碎屑形成典型的海侵滞留沉积覆盖在冲沟侵蚀面上。海侵期海岸沉积可以是或不是海岸加积速率与波浪侵蚀再沉积速率之间平衡的产物。此外，部分沉积物被向海搬运到下伏海退沉积斜坡，形成愈合相的楔状沉积。LST—低位体系域，TST—海侵体系域；层序地层界面的定义见第四章

该区以波浪作用为主，在河口地区和开放海岸波浪侵蚀作用速度均大于海岸加积速度，河口被侵蚀成海岸平原，而开阔海岸则形成逐步后退的峭壁（图 3-24 至图 3-26）。产生海岸侵蚀的极端波浪源自远在 2000km 以外的大洋。浪蚀峭壁可高达 25m，以每年近 1m 的速度后退；海岸侵蚀使河流均衡剖面位于地形剖面之下，在海岸附近区域引起了 1.5 ~ 4.2mm/a 的河流下切速度，河流下切速度向上游逐渐减小，在上游 8 ~ 15km 处达到最小（Leckie，1994）。

三、强制海退

强制海退发生于基准面下降期，此时无论沉积供给情况如何，基准面下降都将引起滨线的强制后退（图 3-19）。在海陆过渡带伴随着滨线强制海退可发生包括加积、侵蚀或这两种综合作用等多种类型的沉积过程，这些过程对海相和陆相环境均有影响，在某一区域哪种过程（侵蚀和加积）占主导地位取决于能量均衡剖面（河流均衡剖面或基准面）和地面（地表或地下）的相对位置。

浅海环境中，均衡剖面通常是上凹的，反映了晴天的波浪能量分布。这个剖面是动态的，对任何影响海洋环境能量的因素，如风暴和洋流等，都很敏感。浅海环境下强制海退所表现出的主要沉积过程是波浪均衡剖面与海底之间的函数。低坡度海底更易受波浪侵蚀影响，陡峭海底（坡度大于波浪均衡剖面坡度）受波浪能量影响较小，而以加积作用为主（图 3-27）。海岸区域海底坡度由盆地地貌控制，潮下带则由沉积物分布控制。

在浪控海岸地区，如开放海岸或浪控三角洲地区，与波浪能量相适应的上凹的海底剖面的保持需要潮下带的上部和下部分别保持同步的侵蚀和沉积（Bruun，1962；Plint，1988；Dominguez 和 Wanless，1991；图 3-27）。滨线向盆迁移时，潮下带上部强制海退沉积下超并在潮下带下部产生侵蚀（图 3-27）。同时地表暴露区域处于沉积饥饿、成土作用或河流、风力夷平作用控制之下。非海相下切侵蚀总量通常与基准面下降值相等，但这也

依赖于基准面下降所暴露地表的地面坡度变化（见 Posamentier，2001；关于下切侵蚀与无侵蚀河流沉积路过作用的研究）。

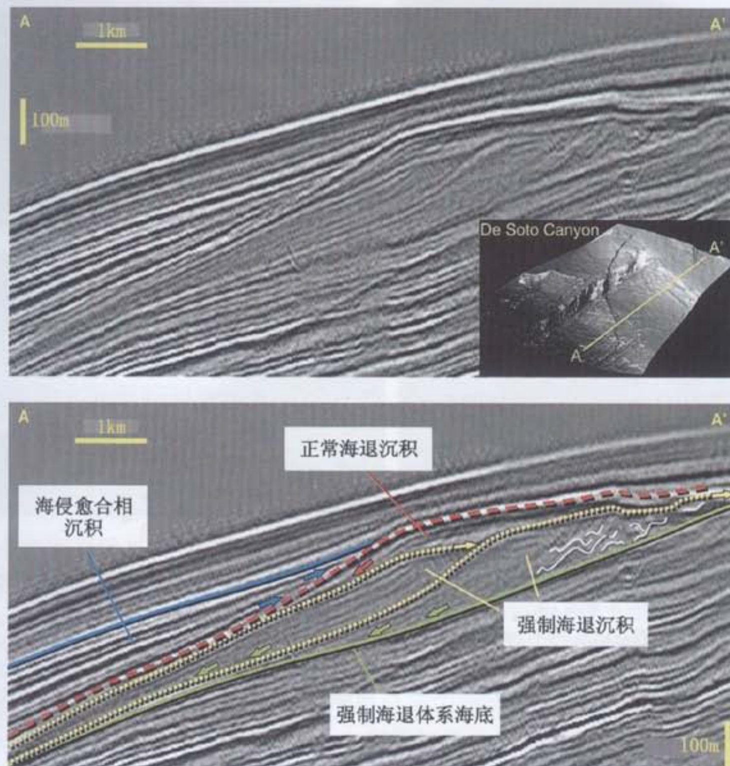


图 3-22 墨西哥湾 De Soto Canyon 地区陆架边缘及愈合相沉积（未解释和解释好的地震剖面，其位置如三维图中所示）（据 Posamentier，2004a 修改，图件由 H. W. Posamentier 授权）

图中前积斜坡为上凹外形，而愈合相顶面为上凸状。图中白色的波浪线为强制海退期陆坡上可能的滑塌沉积。海退沉积（正常和强制）下超于海底（绿色和红色箭头）之上，而海侵沉积上超于最年轻的前积斜坡（蓝色箭头）之上。强制海退沉积与退覆作用（黄色箭头）相关，正常海退则具有加积的顶积层。这三种成因的地层（强制海退、正常海退和海侵）与所选的层序地层模式无关，识别这三类地层的重要性大于体系域识别，甚至大于层序地层模型所依赖的层序界面的识别（图 1-7）。因此，滨线迁移及相关沉积体系的分布形成了层序地层学的概念核心，不管选择何种模型，它们都控制了层序和体系域界面的形成和时空分布。二维剖面中开放滨线体系的正常海退（低位体系域）沉积包含了进积—加积的海滨平原，胜于三维图中局限于河道地区的小型陆架边缘三角洲沉积，沉积物从河口（陆架边缘三角洲）向开放滨线的分布受沿岸流控制。三维图中显示的河道在陆架边缘位置约 1.8km 宽，275m 深，该图为沿强制海退底面提取

对于河控三角洲而言，其三角洲前缘静止角通常要比保持与波浪能量平衡所需的角度陡，因此在三角洲前缘不发生波浪侵蚀作用（图 3-27）。因此，强制海退期浪控浅海环境中形成的海相侵蚀界面，在同期的河控三角洲中并不存在。在前一种情况下，强制海退层序浅海相垂向剖面中从滨外泥质沉积到潮下带上部砂质沉积发生突变（图 3-28、图 3-29），而这种相变在河控三角洲中是渐变的（图 3-30）。



A



B

图 3-23　河口湾相保存在受潮汐影响的倾斜异粒地层中（阿尔伯塔 Belly 河群 Dinosaur Park 组）

A—河口—河道点沙坝（剖面中厚约 4m）；B—河口水道混合充填（厚约 6m）。岩石记录中河口相的保存显示滨线海侵期的海岸加积作用，这意味着该区的加积速率大于上滨面波浪侵蚀的改造速率，据此可推断其下伏的低位正常海侵河流沉积的保存，河口沉积使其免受海侵期波浪作用侵蚀



A



B

图 3-24　开放滨线海侵期的海岸侵蚀作用（新西兰 Canterbury 平原）

A—尽管基准面上升，波浪侵蚀作用仍大于海岸加积作用，因此，形成后退型峭壁海岸而不是后退沙滩，越过峭壁海岸平原出露剥蚀；B—砾质沙滩，上滨面—滨线体系的高能环境，砾石来自波浪对第四系富砾海岸的侵蚀及河流输送（图 3-25），在开放滨线体系中河流砾石由于强烈沿岸流作用重新分布

在滨线向陆方向，河流侵蚀或加积反映河流能量变化，其能量变化部分由河流坡度与强制海退开始时的海底剖面间关系控制。当强制海退开始海底部分出露地表时，陡峭的海底坡度（与强制海退开始时的河流剖面相比而言）可增强河流能量加大下切侵蚀作用；反之平缓的海底坡度可减少河流能量或引起河流加积作用（图 3-31A、C）。河流下切侵蚀和加积从滨线向上游越过一系列向陆迁移的坡折点逐渐扩散（图 3-31、图 3-32），每个坡折点代表在特定时间沿河流剖面坡度的突然变化，由于坡度变化引起河流能量的变化，因此也是加积或侵蚀强度的突变点。河谷坡度向下游增大易于产生河流下切侵蚀作用（图 3-31A、图 3-32），反之倾向于发生河流加积作用（图 3-31C）（Pitman 和 Golovchenko，1988；Butcher，1990；Posamentier 和 Allen，1999）。河流对河谷坡度上述变化的响应事实上比图 3-31 复杂得多，如河流可能对其流动参数（即河道弯度）进行自动调整，以适应地貌坡度的改变，而不发生加积和侵蚀作用（Sshumm，1993）。

图 3-27 所示为大多数海岸地区所表现的情况，潮下带海底坡度大于河流下游剖面坡度，其他情况见图 3-31。图 3-31 中的这三种可能的情况可以解释为何在基准面下降时河流并不总是像层序地学著作通常描述的那样下切侵蚀（图 3-31A、图 3-32），还可能



图 3-25 向 Canterbury 平原滨线供给粗粒沉积物的浅水砾质辫状河体系

砾石被强沿岸流在河口处改造并重新沉积，新西兰南阿尔卑斯地区



A



B

图 3-26 海侵期河口沉积体系中的海岸侵蚀

A—全景图片；B—近景。尽管该区以基准面上升为主，其波浪侵蚀作用大于海岸加积作用，从而使河口下切侵蚀进入海岸平原约 20m，河口宽约 1km；新西兰 Canterbury 平原 Ashburton 河

在强制海退期发生沉积路过（图 3-31B）和加积（图 3-31C）。如本章早些时候讨论的那样，由构造和海平面升降控制的基准面变化已在图 3-31 中述及，但基准面变化与气候效应相叠加后，甚至可以使其侵蚀或加积趋势与根据海平面升降预测的完全相反（Blum，1990，1994）。关于河流沉积方面的细节将在第四章（关于不整合的内容）、第五章（关于基准面下降阶段体系域的内容）和第六章（在层序地层格架中的河流沉积）中详细讨论。

强制海退阶段总体上以深水沉积体系沉积物供给的明显增加为特征，这是由于：①河流和浅海环境可容空间减少，沉积物趋向于路过这两种沉积环境而输送到深水环境；②河流和下滨面的侵蚀作用增加了沉积物供给。

浅海强制海退沉积地层结构是沉积物供给、基准面下降速率和海底梯度的函数（Ainsworth 和 Pattison，1994；Posamentier 和 Morris，2000）。这些变量间的相互关系控制了强制海退进积曲线特征：是联合的还是分离的、是阶梯型顶面还是平滑过渡顶面、延伸距离长还是短等（图 3-33）。Posamentier 和 Morris（2000）总结了识别浅海相强制海退沉积的野外露头、岩心、录井和地震标志。或许从海岸到浅海相最重要的强制海退沉积标志是由相对海平面下降引起的退覆结构（向海方向）（图 3-27）。这种地层堆积样式可以从地震剖面中观察到（图 3-22），对等时的深水油藏勘探有重要意义（详细内容见第五、第六章）。在现代沉积环境中也可以观察到强制海退退覆沉积，如区域冰河期后，地壳回弹抬升速率超过其海平面上升速率，产生退覆沉积（图 3-34）。

四、正常海退

正常海退发生于基准面上升旋回早期或晚期，此时滨线沉积速率超过基准面慢速上升速率（图 3-19）。这种情况新生成的可容空间完全被沉积作用消耗，发生加积作用的同时，还伴随着沉积路过作用（由于无可容空间而过剩的沉积物），沉积相带相应的向海推进（图 3-35）。这种向海推进导致地层的连续整合沉积，构成典型的向上变粗的浅海

相沉积，顶部为海岸—河流沉积（图 3-36）。正常海退层序在河口和开放海岸都可形成，在前面的例子中，垂向剖面自下而上依次为前三角洲、三角洲前缘和三角洲平原沉积（图 3-36），在后面剖面中还可见到从陆棚到滨面和上覆的海滩及冲积相沉积剖面（图 3-37、图 3-38）。

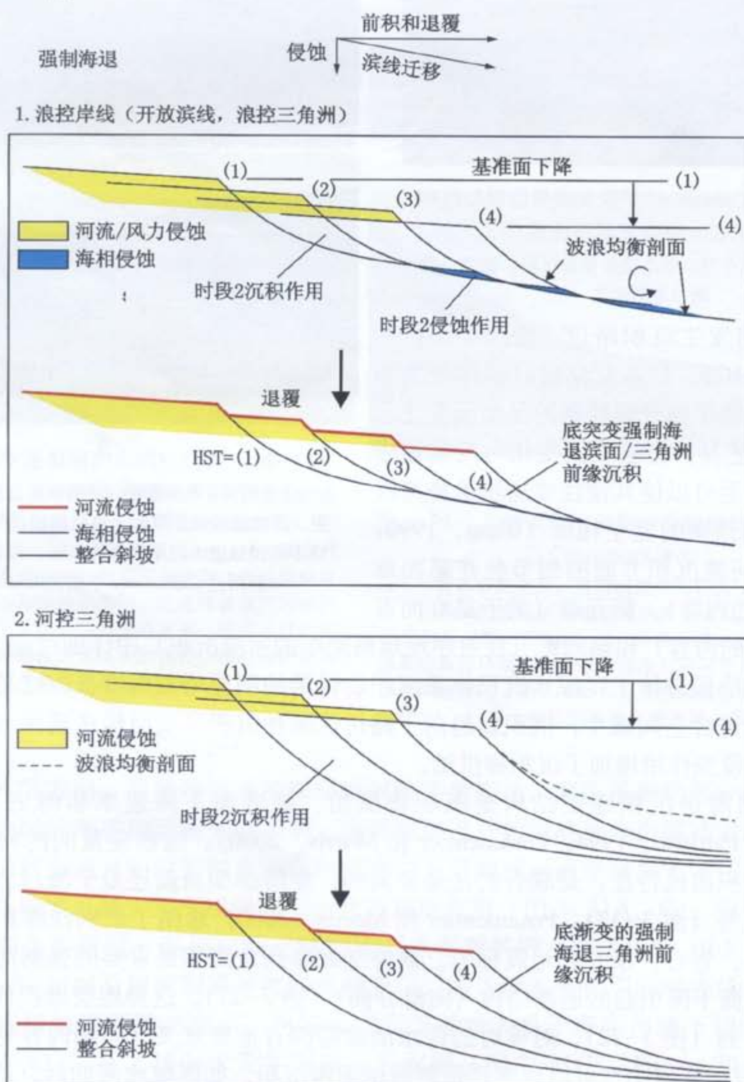


图 3-27　强制海退体系的滨线迁移轨迹（据 Catuneanu，2003 修改）

强制海退由基准面下降引发，与沉积物供给无关，前积速率通常较高。波浪作用为主的潮下带海底具有坡度平缓的特征，其成因是波浪能量在与沉积作用达到平衡前对海底的侵蚀。河控三角洲通常具有比波浪均衡剖面陡峭的三角洲前缘斜坡，在发生强制海退时无波浪侵蚀作用。HST—高位体系域

其向前进积的沉积物堆积斜坡倾角取决于潮下带沉积物分布的控制因素和沉积物供给（图 3-35）；如在浪控开放海岸或浪控三角洲地区，沉积静止角很低，平均约 0.3°（波浪

均衡剖面的平均梯度)；但在河控三角洲中比较陡，从不足 1°（河流卸载大量细粒悬浮负载，三角洲前缘沉积搬运作用以低密度浊流为主）到接近 30°（吉尔伯特型三角洲，河流携带物以砂为主，三角洲前缘沉积搬运作用以重力流为主）。另一方面，滨线及其邻近的浅海和河流区域新增可容空间倾向于沿近滨线加积，同时缺少标志性的河流或波浪侵蚀与其滨线迁移相对应（图 3-35）。因此正常海退的滨面或三角洲前缘沉积是渐变的（图 3-36），不同于强制海退沉积的滨面或浪控三角洲前缘的突变特征（图 3-27、图 3-28）。



图 3-28 强制海退期波浪作用为主的滨面砂岩（A 为图 3-29 中的槽状交错层理）突变覆盖于陆架内侧砂泥岩互层沉积之上（B）

由于基准面下降期的波浪侵蚀作用，上滨面砂岩（A）与下滨面沉积为突变接触。波浪侵蚀面以下出现的岩层厚约 2m。犹他州 Blackhawk 组



图 3-29 强制海退期波浪作用为主的槽状交错层理上滨面砂岩
犹他州 Blackhawk 组

作为对基准面上升的响应，海岸加积过程也是其与强制海退沉积相比较的一个重要特征（图 3-27、图 3-35）。由于其海岸区域可容空间为正，在其浅海三角洲前缘或滨面沉积的顶部，还可沉积一层由潮间和潮上带沉积（河口体系的三角洲平原沉积，图 3-36；或开放海岸的海滩（海滨）平原沉积，图 3-38）组成的顶积层，这种顶积层在强制海退层序中由于潮下带的退覆和出露侵蚀作用而缺失（图 3-27）。顶积层厚度在不同实例中有所差别，主要与正常海退持续时间、海岸加积速率和沉积物供给有关。顶积层可以从岩心和野外露头中通过沉积相分析识别出来，但是由于地震分辨率远低于顶积层厚度，将其从地震剖面中识别出来目前是不可能的（图 3-22）。


A


B

图 3-30 强制海退期河控三角洲沉积序列

犹他州 Panther Tongue。A—从下伏的三角洲前缘向上部前三角洲的整合相变。三角洲前缘砂体向底渐变，表明三角洲前积过程中无波浪侵蚀作用；B—相对陡峭的三角洲前缘斜坡（图中以5°～15°角向右倾斜），其坡度大于波浪侵蚀均衡剖面坡度（约0.3°），三角洲前积过程中无波浪侵蚀作用，三角洲前缘顶部为海侵滞留沉积（砂岩层，见图中箭头）覆盖，其后又被海侵泥岩覆盖，因此剖面上未见三角洲平原沉积

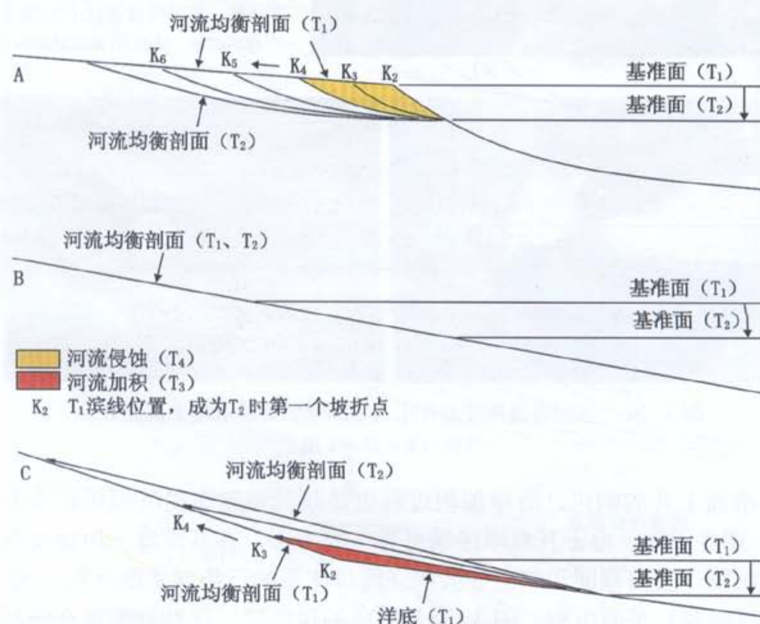


图 3-31 河流对基准面下降的响应，为强制海退开始时河流剖面与海底剖面坡降对比的函数（据 Summerfield，1985；Pitman 和 Golovchenko，1988；Butcher，1990；Schumm，1993；Posamentier 和 Allen，1999；Blum 和 Tornqvist，2000 修改）

A—河流下切侵蚀；B—河流路过；C—河流加积作用。坡折点（K）表示河流剖面坡度的突变。河流坡降向下游减少（与之相应河流能量亦减小）倾向于发生河流加积作用（例 C），坡折点随时间向上游迁移导致陆成不整合向上游扩展（例 A）或是向新的梯度剖面的地形回填（例 C）。例 A 是最可能的情形，例 C 的可能性最小，例 B 为强制海退通过大陆架时的情形，在该区仍可有少量小于地震资料分辨率的河流侵蚀或加积作用



图 3-32 小比例尺模型中河流坡折点（箭头指向部分）向上迁移形成下切"谷"

由于基准面下降引起"海岸平原"抬升量减小，早期侵蚀下切形成的海岸平原现在作为出露阶地保存下来

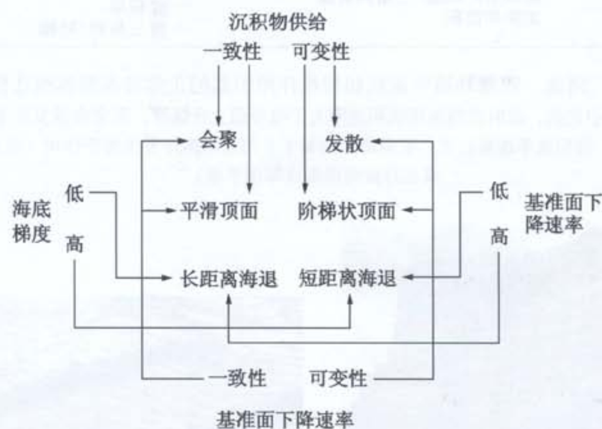


图 3-33 浅海强制海退沉积的地层结构，主要受沉积物供给、基准面旋回下降速率及海底梯度影响

这些变量间的相互关系可形成不同的地层结构，如强制海退进积的会聚或发散、顶平滑渐变或顶阶梯状突变、沉积分布的远或近等（详细讨论见 Posamentier 和 Morris，2000）



图 3-34 现代强制海退三角洲退覆地层叠置样式（照片由 J. England 提供）

图中基准面下降是由冰期后加拿大北极地区应力均衡回返引起的，其上升回返速度超过现今的海平面上升速度从而引起海退

顶积层与下伏潮下带沉积的界面是一个整合（也以滨线退积的速率穿时）的相接触（图 3-35 中的点化线，图 3-36）面。顶积层单元的顶界可能也是整合的，其上随后未发生搬运再沉积作用（即在早期上升的"低水位"正常海退期，顶积层被海侵河流相或河口沉

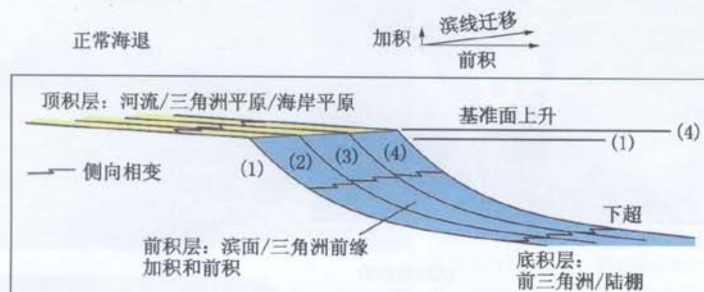


图 3-35 河流—浅海环境中前积和加积作用引起的正常海退期滨线迁移轨迹

正常海退是由沉积作用引起的，此时滨线地区沉积速率大于海平面上升速率。正常海退发生于基准面上升旋回的早期和晚期（图 3-19），前积速率通常较低，正常海退期易于在河流和海岸发生加积作用（在河口形成三角洲平原或在开放海岸形成海岸平原）



图 3-36 正常海退三角洲（河控三角洲）沉积序列，从浅海泥岩、砂岩（陆架、前三角洲、三角洲前缘）到海岸及河流沉积（含铁砂岩，犹他州）的整合接触

箭头指示三角洲前缘砂体与上覆含煤的三角洲平原及河流沉积之间的整合接触。这一接触关系标志着三角洲顶积层的底界



图 3-37 浪控开放滨线上滨面加积砂岩

该套波痕地层被认为是正常海退体系晚期抬升（高位）沉积的一部分（Rubidge 等，2000），Karoo 盆地 Ecca 群 Waterford 组（晚寒武世）



图 3-38 正常海退海岸加积沉积

砂体规模巨大，地层角度平缓，为开放滨线前滨沉积的典型特征。海岸砂体沉积覆于向上变粗的陆架和滨面沉积（位于这一剖面的地下部分），并被河流—洪泛平原相所覆盖，后一种接触关系是岩性突变但整合接触。西加拿大盆地 Castor 地区 Uppermost Bearpaw 组（早麦斯特里希特期）砂岩

积所覆盖），但它因出露地表被侵蚀（即后期“高水位”抬升使顶积层被出露地表不整合所截切）或被海侵冲蚀再沉积（即在早期上升的“低水位”条件下顶积层被潮汐或波浪冲蚀面所截切）。顶积层在早期上升（“低水位”）正常海退沉积中的保存潜力要高一些，因为其后为基准面上升至最大阶段，可容空间持续产生；而在晚期上升（“高水位”）正层海退层序中保存可能性要小一些，因为在此之后为基准面下降旋回，有出露剥蚀的可能。

第四章 地层界面

第一节 引 言

地层界面记录了沉积事件（如沉积环境、沉积物载荷和（或）环境能量流的变化）随时间的变化，由基准面变化与沉积作用的相互影响而形成。这种变化可能与沉积趋势相对应，可能与地层缺失有关，也可能在特殊界面相接触关系对比时作为对比界面。正确识别各种类型的地层界面是层序地层学方法的关键，本章将展开介绍识别准则。

无论地层如何命名，地层界面都为各沉积层序成因解释提供了基本框架，因此，与滨线轨迹相结合的地层界面，独立于层序地层模式的核心理论，比体系域的命名，甚至依靠模式得来的层序边界的位置更为重要（图 1–7）。在已有层序地层模式中，从层序边界到体系域边界，甚至体系域内部的相接触关系都体现出了地层界面的重要性。

地层界面识别可基于多种原则，包括：①地层接触关系（整合或不整合）；②与界面接触的相的属性；③界面上下地层所记录的沉积趋势（强制海退、正常海退或海侵）；④界面或与界面接触的相的遗迹化石特征；⑤与特定界面相关的地层终止。这些原则大多包括了初步的相分析，和对产生地层接触和分隔毗邻相的环境的理解。因此，沉积背景的重建可以为解释者提供地层界面识别、对比和成图的客观标准。

根据分析数据类型，一些在叠加样式对比中分隔地层的接触关系可以根据地层终止的情况单独成图，而不受古沉积环境的独立约束。在只有二维测线用于地下地层初步筛选时，常会发生这种情况。在这种情况下，削截、顶超、上超、退覆或下超均可作为从局部到区域范围的识别标志，只要凭借界面上下地层的几何接触关系即可。其他资料（如 3D 数据体、测井、岩心等）为某种环境下沉积背景和地层终止的成因研究提供了更多约束，因此，可以在研究中更加准确地识别地层的接触关系。

地层界面通常是与环境相关的层面，这种面有着特定的成因环境，因此反映特定的上下环境接触关系（如河流下切面、海侵波浪冲刷面、海退波浪冲刷面等）。几何面由叠加样式和地层终止而定义（如上超面、下超面等），概念面与环境相关，并（或）在层序地层模式的上下关系中具有特殊意义的几何面（如陆上不整合面、相对应整合面、最大洪泛面或最大海退面）(Galloway，2004)。通常来说，一旦与环境相关的几何面被正确识别、成图，并经过年代地层的准确性检验，识别概念面就仅能用于层序地层研究的最后阶段，而依靠模式的研究方法则不是这样。一旦建立了这种研究框架，就要选择最有效、最富地质意义的概念面来定义区域的成因单元（如体系域或层序边界）(Galloway，2004)。概念面的选择依据每次研究的具体情况，不遵循任何为配合预测结果而将数据统一的特殊模式中的固定模板。

地层界面也可以作为与层序地层的相关函数加以分类。可作为体系域或层序边界的层

面为层序地层界面，根据研究范畴与规模，这些层面用于建立从单一沉积体系到整个盆地范围内的沉积层序的年代地层格架。一旦层序地层格架建立起来，其他层面可以在层序界面限定的成因单元（体系域）内追踪，这些内部的层面被定义为趋势内相接触面（Embry和Catuneanu，2001，2002），有助于说明体系域内的相迁移模式。本章中所列剖面展示了用于解释几何面、与沉积趋势和滨线轨迹有关的地层终止类型，继而讨论了与层序地层有关的所有类型地层界面。

削截 Truncation
上超 onlap　顶超 toplap
下超 downlap　退覆 offlap

第二节　地层终止类型

地层终止是地层与其终止的界面之间的几何关系，在大尺度下可以很好的识别，尤其是二维地震测线和大规模露头中（图2–65、图2–68、图2–69，图3–22）。地层终止的主要类型有削截、顶超、上超、下超和退覆（图4–1）。除削截是源于经典地质的术词外，其他术语都是于20世纪70年代地震层序中用来定义地震反射特征而引入（Mitchum和Vail,1977；Mitchum等，1977）。这些术语随后被引用到层序地层学中，用于描述地层单元的叠置形式，并提供不同层面和体系域的识别标准（Posamentier等，1988；Van Wagoner等，1988；Christie-Blick，1991）。图4–2给出了主要地层终止类型的定义。

地层终止的形成与特殊沉积趋势有关，因此，通过地层终止研究可推断同沉积滨线的迁移类型，并可重建滨线附近基准面演化史（图4–3）。在很多情况下，从滨线迁移角度来说，地层终止的解释是明确的，如滨岸上超反映海侵，退覆是强制海退的特征。然而，地层终止也可能会有多个解释，如下超的形成可能与正常海退或强制海退伴生，在这种情况下，必须应用其他标准来降低多解性，从而得到明确结论。如下超是正常海退还是强制海退造成，可以通过同沉积的滨岸地层的沉积趋势（加积或侵蚀）研究来加以区分：出现凹凸不平的侵蚀地形、滞留沉积或前积体顶部的退覆等这些冲刷证据可以认为是强制海退的结果，而滨岸加积指示基准面上升，因此为正常海退的结果。

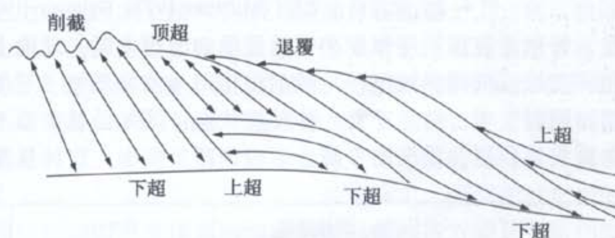


图4–1　地层终止类型（据Emery和Myers,1996修改）
构造倾斜可能导致上超和下超的混淆，这取决于地层倾角与地层终止界面倾角的比值

正常海退期，滨岸加积过程形成三角洲平原顶积层（图2–3、图2–4的前积河口环境下）、海滨平原（隆凹近平行的开阔海滩，并有开阔滨线的海岸加积作用和前积作用形成的原地伴生沙丘）和（或）滨岸平原沉积（图2–5）。顶积层不是地层终止类型，而是在前积滨线顶部沉积的、近水平地层所组成的地层单元，前积滨线向海方向被倾斜的前积体边缘所覆盖，向陆方向与冲积平原相连（Bates和Jackson，1987）。顶积层厚度取决于正常海退的持续时间和基准面上升与沉积物供给的比。顶超是在基准面稳定期（既无正常海退也无强制海退，图4–3）由于滨线退覆而形成的地层终止。事实上，顶超常与顶积层的形成伴

削截：地层终止于上覆的侵蚀面，顶超可能会发展为削截，但削截更为特殊，它揭示了侵蚀地形或角度不整合的发育
顶超：地层向上终止于低角度面，主要是无沉积（沉积物路过）作用的结果，其次可能是由于侵蚀作用形成。地层单元上部向陆方向超覆，向海方向逐渐前积。顶超面代表沉积单元的近源沉积边界，在地震地层中，三角洲体系顶积层（三角洲平原沉积）可能太薄（厚度小于地震分辨率）而无法在地震剖面上识别为独立单元，此时顶积层可能与顶超混淆
上超：低角度层终止于倾斜的地层界面上，可以称之为超覆（lapout），代表沉积单元在其沉积边界的横向终止。地层的上超终止类型可能发育在海相、滨岸或非海相环境 海相上超：海侵期发育于大陆坡（陆坡裙，Galloway，1989；愈合相沉积，Posamentier 和 Allen，1993），深海海侵地层上超于最大海退面上 滨岸上超：在海侵滨岸发育的浅水地层上超于海侵（潮汐、波浪）冲刷面 河流上超：在基准面上升期（正常海退和海侵期），河流体系加积区的上游一端向陆方向迁移，河流相地层上超于陆上不整合面上
下超：倾斜地层终止于低角度面，也可称之为底超，代表沉积单元沉积边界的底部。下超常见于浅海或深海环境的前积体底部，陆相地层一般不发育下超，除非是湖相环境。因此下超代表了海（湖）斜坡沉积向海（湖）深部沉积的变化或是无沉积作用
退覆：在整合地层层序中，沉积单元的上倾尖灭向滨外推进，新地层总是将其覆盖的老地层暴露一部分。退覆是基准面下降的产物，因此是强制海退的标志

图 4–2　地层终止类型（Mitchum,1977；Galloway,1989；Emery 和 Myers,1996）

生，特别是在顶积层厚度小于地震垂向分辨率时。理论上说，顶超的形成需要前积体（三角洲前缘或滨面斜坡沉积）的前积作用与滨岸环境（三角洲平原、海滨平原）下的沉积物路过同时发生，这意味着一种理想状态：滨线处基准面不随时间而变化，因为基准面上升会形成顶积层，基准面下降会形成退覆。那么，这种基准面（受很多独立的或相互作用的因素所控制）变化不大，甚至稳定的情况只可能发生在相对很短的时间内。顶超概念源于地震解释，而此时顶积层厚度通常小于地震分辨率，顶积层常被压缩为一个地震面（图 4–4）。因此，地层终止的顶超类型在很多情况下是“视顶超”，视顶超也可能在伴有小规模侵蚀的基准面下降期（强制海退）形成，这在地震上是无法识别出的侵蚀证据（图 4–3）。

地层终止	滨线迁移	基准面
削截，河流体系	FR	下降
削截，海相体系	FR，T	下降，上升
顶超	R	静止
视顶超	NR，FR	上升，下降
退覆	FR	下降
上超，河流体系	NR，T	上升
上超，滨岸体系	T	上升
上超，海相体系	T	上升
下超	NR，FR	上升，下降

图 4–3　地层终止的同沉积滨线迁移与基准面变化解释
这些基本规律可能有例外，如河流下切（削截）也可能发育在基准面上升和海侵期（图 3–20）。R—海退；FR—强制海退；NR—正常海退；T—海侵

根据叠加样式与海平面变化的关系，有些地层终止被认为只有在基准面上升时形成（如各种上超），有些只在基准面下降时形成（如河流下切、削截及退

覆），而其他类型则既可能形成于基准面下降期，也可能形成于基准面上升期（如与海岸侵蚀过程伴生的削截、视顶超或下超）（图 4–3）。然而，这些基本原则也有例外，如河流下切也可能在基准面上升期和海侵期发生（图 3–20）。

要研究界面性质（整合面或不整合面）和地层终止类型，还要考虑到其他原则。例如，整合面之下的地层不终止于整合面，也就是整合面与其下伏沉积地层趋于平行，而可能终止于更年轻的不整合面上（也就是说削截或顶超）。同时整合面或不整合面都可能被其上的地层所退覆、上超或下超，而其本身，可能以上超、退覆或下超等形式终止于更老的地层之上。

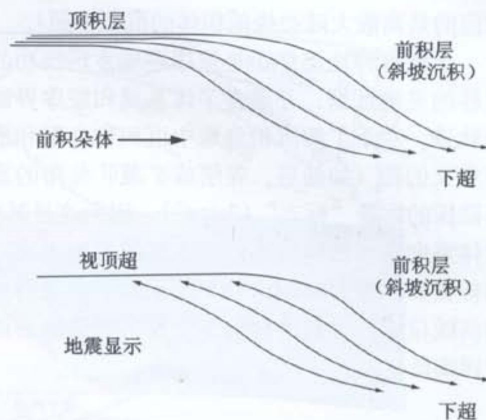


图 4–4　厚度小于地震分辨率的顶积层的地震显示
上图为三角洲体系前积体的地层结构，在地震分辨率低时可能会造成顶积层与顶超的混淆

要正确识别特殊地层终止，深入了解区域构造与沉积背景非常关键。如海相上超反映深水重力流沉积上超于大陆斜坡之上，而河流上超和滨岸上超发育在陆棚上，分别反映陆相和滨岸—浅海环境。因此河流上超、滨岸上超和海相上超的区分对于古地理重建非常重要，并需要了解上超于陆相陡坡或海底的岩相类型。再如削截面可能由河流侵蚀作用形成，也可能是海洋环境下的侵蚀作用形成（图 4–3），同所有地层叠加样式一样，要正确识别削截类型，与冲刷面接触的相的认识是关键。浪控强制海退滨岸背景下，削截是在基准面下降时，由波浪冲刷产生，冲刷面上下的接触相都是海相。在这种情况下，削截面被前积的强制海退潮下沉积所下超。另一种侵蚀面由河流体系的均衡剖面向低海拔方向调节而切割形成，相对于滨线来说是向陆方向的侵蚀（图 3–27）。削截面也可以是海侵期潮下环境的波浪冲刷作用形成，但这时冲刷面被“愈合相”（healing-phase）浅海地层所上超（图 3–20 中的滨岸上超）。

在只有地震资料提供地质信息的地区，边缘油气盆地通常就是这种情况，必须要认识到：由于地震分辨率的限制，大多数小于几米的地层单元通常会被合并为一个地震反射。因此，Posamentier 和 Allen（1999）认为：“由于地震分辨率的限制，根据地震反射终止所标出的地层终止位置通常不是真正的反射终止位置。尤其是滨岸上超和下超，由于地层很薄，可以分别终止在比地震显示位置向陆和向海方向更远的地方。”有限的地震分辨率还可能造成另一个假象，即地震剖面上所观察到的反射几何形态并不总代表真实地层的叠加样式。如沿地震测线方向，视上超可能意味着地层单元披覆在已有地形之上，而不是终止，特别是当地层单元厚度小于地震分辨率时，这种情况更易发生（Hart，2000；图 2–42）。

在露头和地震上，沉积后的构造倾斜可能增加地层终止识别和解释的难度。特别是上超和下超很容易混淆，这是由于差异沉降或构造抬升可能改变同沉积地层和地层终止界面的倾角。比如盆地演化期，盐底辟向上运动可能改造已有地层的原始倾角，使沉积下超变化为视上超，反之亦然（如图 2–65 中的红色箭头，在图上类似上超几何形态，但事实上

对应的是离散大陆边缘前积体的沉积下超）。

正确解释地层终止是层序地层方法成功的最重要部分，因为它提供了重建同沉积滨线迁移的关键证据，并蕴含了体系域和层序界面的识别。通过地层终止和叠加样式推断的滨线轨迹，对于了解沉积盆地中沉积物分配和散流系统也很重要。同时，它也是研究特殊经济意义的相（如油层、煤层或矿藏）分布的重要组成部分。如退覆前积朵叶是深水沉积体系勘探的远景“标志”（“sign”），因为这是基准面下降时，促进粗粒沉积物从河流体系和滨岸体系向深水环境传递的最主要的控制方式之一。正常海退和海侵证据对于勘探战略部署同样重要，因为沉积中心和暗示经济意义的相的分布随滨线轨迹、盆地主要地貌单元所处的滨线位置、有效可容纳空间和沉积物供给而变化。所有这些问题都将在本书的随后章节中详细研究。

第三节　层序地层界面

地层界面可以（至少部分可以）作为体系域或层序的边界，这些界面是具有层序地层学意义的界面。层序地层界面根据两条曲线来定义，一条描述滨线处基准面变化，另一条描述伴生的滨线迁移（图4-5、图4-6）。两条线在正常海退期存在偏移距，而正常海退持续时间受滨线处基准面和沉积作用的共同控制（图4-5）。正如第三章所述，正常海退最有可能发生在基准面上升早期（低水位期）和晚期（高水位期），因为这时基准面上升速率很低（分别为从零开始和接近于零），低于滨线处沉积速率。

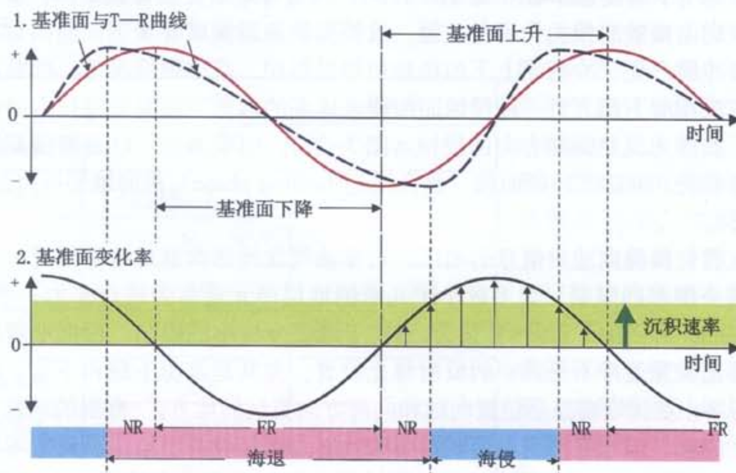


图4-5　基准面与海侵—海退（T—R）曲线

层序地层学界面和体系域均根据这些曲线定义（图4-6）。描述滨线迁移的T—R曲线是沉积作用与滨线处基准面变化共同作用的结果。假设基准面旋回中沉积速率为简单常数，同样，基准面曲线简化为对称的正弦曲线，但这并不是说地质记录中就存在这种情况。事实上，作为特定环境的函数，不对称的情况更可能出现（冰川性旋回就是强不对称的，冰的融化比其形成要快得多），但这并不影响到本图说明的基本原理。FR—强制海退；NR—正常海退

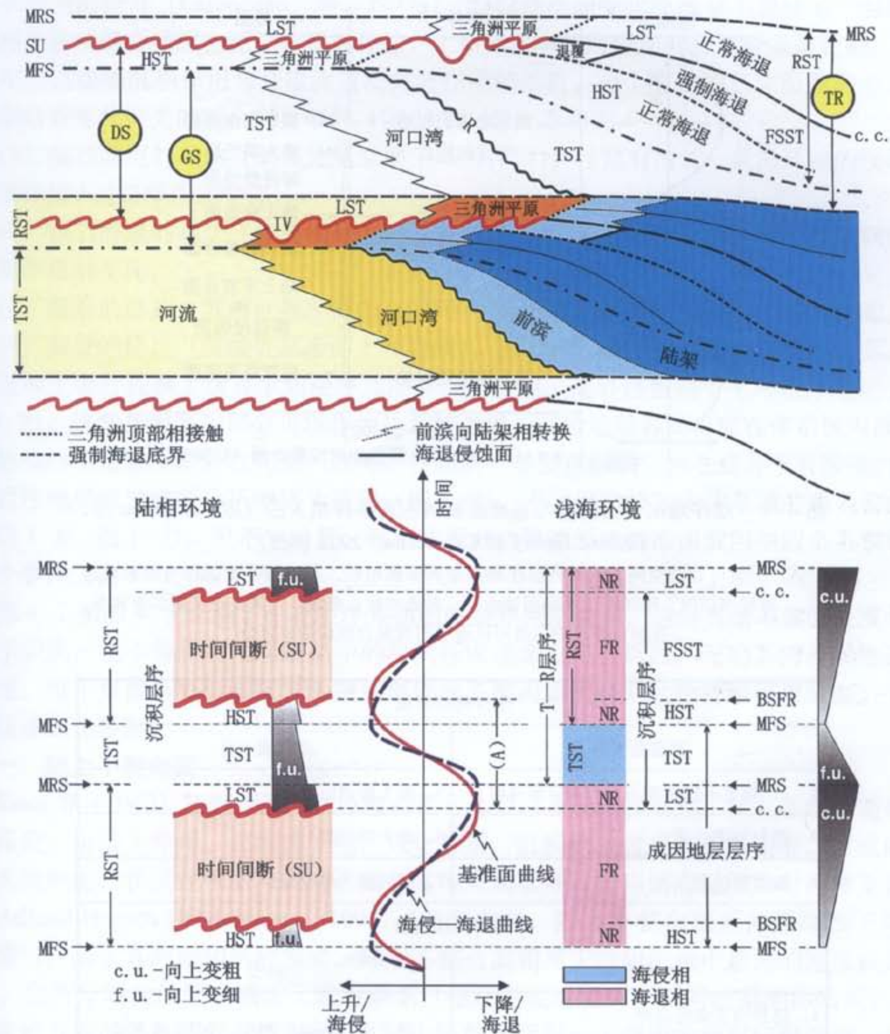


图 4-6　基准面与海侵—海退曲线定义的层序、体系域和地层界面（据 Catuneanu 等 ,1998b 修改）
SU—陆上不整合面；c.c. —相对应整合面（Hunt 和 Tucker,1992）；BSFR—强制海退底界［即 Posamentier 等（1988）的相对应整合面］；MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面；R—海侵浪蚀面；IV—下切谷；（A）—正可容纳空间（基准面上升）；NR—正常海退；FR—强制海退；LST—低位体系域（Hunt 和 Tucker,1992）；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；RST—海退体系域；DS—沉积层序；GS—成因地层层序；TR—海侵—海退层序

图 4-5 和图 4-6 中的基准面变化是由对称的正弦曲线定义的理想曲线，事实可能并非如此。墨西哥湾更新世沉积显示冰川性气候波动造成的基准面下降期比上升期长，这是因为冰帽的形成（基准面下降）比融化（基准面上升）耗时长（Blum，2001）。构造对基准面变化的控制也可能产生不对称的基准面变化曲线，西加拿大前陆体系关于这方面的研究显示邻接造山带逆掩期比造山作用静止期时间短，前者造成前渊盆地沉降，后者引发均衡

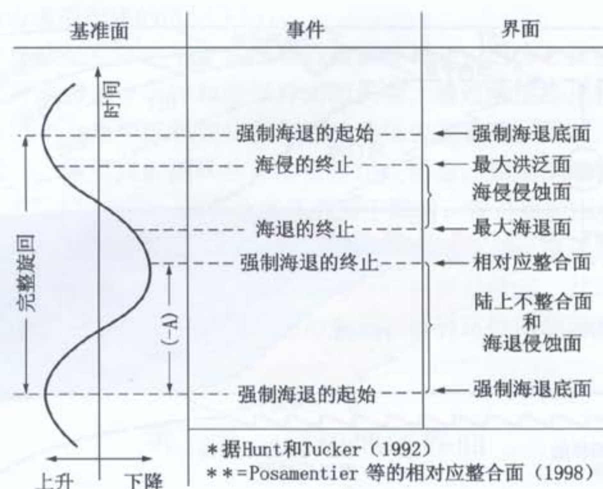


图 4-7　层序地层界面时限与基准面旋回主要事件相关图（据 Catuneanu 等，1998b；Embry 和 Catuneanu，2002 修改）

（-A）—负可容纳空间。这七种层序地层学界面都可以，至少部分可以作为体系域边界。"海侵侵蚀面"包括浪蚀面和潮蚀面，二者通常相互叠置，尤其是在开阔滨海体系。在河口体系中二者可以通过河湾复合沉积加以区分

层序地层界面	
基准面下降	基准面上升
1、2．陆上不整合面与其相对应整合面	5．最大海退面
3．强制海退底面	6．最大洪泛面
4．海退侵蚀面	7．侵蚀面（海侵期）
趋势内相接触	
海退	海侵
1．趋势内正常海退面 2．趋势内强制海退面	3．洪泛面（不同于 MRS、MFS 或 RS）
层序地层界面至少部分可以作为体系域或层序的边界，这是其区分于其他可成图层面的的基本属性	
趋势内相接触是反映体系域内的岩性不连续，可能在露头、岩心或井下有很强的表现，但在岩性地层或异型地层分析中更为适用	

图 4-8　地层界面类型（据 Embry，2001b 和 Catuneanu，2002 修改）

上面七种界面是可能作为，至少部分作为体系域或层序边界的，具有层序地层学意义的界面。下面三种代表相接触的面发育于体系域内部，这些趋势内相接触面可能只会在建立层序地层格架后的层序地层剖面中加以识别。海侵侵蚀面包括浪蚀面和潮蚀面，二者通常相互叠置，尤其是在开阔滨海体系。

注：*—据 Hunt 和 Tucker,1992；* * =Posamentier 等的相对应整合面（1998）。MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面；RS—海侵侵蚀面；NR—正常海退；FR—强制海退

回返和前渊的抬升（Catuneanu，等，1977a）。假设基准面变化曲线是不对称的，对应的海侵—海退曲线就会呈现出更强的不对称性，上面例子中的海侵期就会比海退期更短。

作为滨线处沉积作用与基准面波动共同作用的函数，一个完整的基准面旋回中记录了与沉积趋势变化有关的四个主要事件（图1-7、图4-5和图4-7）：

（1）强烈海退的起始（滨线处基准面下降的开始）：伴随有河流—浅海环境的沉积作用向剥蚀作用/过路作用的变化。

（2）强烈海退的终止（滨线处基准面下降的终止）：标志着河流—浅海环境下剥蚀作用向加积作用的变化。

（3）海退的终止（滨线处基准面上升期间）：标志着滨线海退向海侵作用的转换。

（4）海侵的终止（滨线处基准面上升期间）：标志着滨线海侵向海退作用的转换。

这四个事件控制了所有下述层序地层界面的形成。此外还控制了七种层序地层学界面（图4-7），这些界面至少部分可以作为体系域边界，其他地层界面可能在体系域内部识别。这些趋势内相接触反映岩性间断，这类岩性间断可能会在露头、岩心或井下有很强的表现，但在岩性地层或异地层分析中更为适用（图4-8）。不同层序模式中体系域的命名和定义不同（图1-6、图1-7），但不变的是，每个体系域边界都对应基准面旋回中四个主要事件中的一个事件（图1-7、图4-7）。

图4-7和图4-9总结了主要层序界面的时限和判别要素。这些界面不像露头或井下那样易于识别，也不像年代地层格架中的时间标志那么有用。然而，无论其物理属性还是时间属性，每个界面都可能被定义为特殊事件或基准面旋回时期的独特地层接触面。下面将详细描述这些界面。

一、陆上不整合面

Sloss等（1949）特别强调陆上不整合面作为层序界面的重要性。陆上不整合面是基准面下降期，由陆上作用，如河流下切、风化降解、沉积物路过或成土作用等，形成的侵蚀面或无沉积面。在滨线强制海退期逐渐向盆地方向延伸，在强制海退结束时延伸至其最远端（Helland-Hansen和Martinsen，1996：“向海方向，陆上不整合面延伸到滨线下降结束的位置”）。基于其时限和形成模式，陆上不整合面相当于沉积记录中最大的地层缺失（图4-6），它所分隔的地层在成因上没有联系（也就是说地层属于不同的基准面旋回），指示着向盆地方向的急剧相变（图4-10）。陆上不整合面有一个海相的相对应整合面，其时间相当于滨线处基准面下降结束点（Hunt和Tucker,1992；图4-6、图4-7）。Shanmugam（1988）论述了陆上不整合面的识别标准，综合为图4-9。

强制海退通常需要河流体系调整到新（低）的均衡剖面，尤其是河流作用控制基准面变化的下游地区（图3-3、图3-16、图3-31A）。河流体系对基准面下降具有复杂响应，这取决于下降的规模和强制海退开始时暴露地表的海底与河流地形间的坡度。滨线处的一次小规模基准面下降可能被河道弯曲、粗糙度与宽度的变化所调节，而仅表现为小型下切（Schumm，1993；Ethridge等，2001）。这些非下切河流体系形成的陆上不整合面主要与沉积物过路不侵蚀有关（Posamentier，2001）。滨线处的大规模基准面下降，如主要地形坡折（如陆架边缘）之下的基准面下降，会造成河流下切和下切谷的形成（Schumm，1993；Ethridge等，2001；Posamentier，2001；图4-11）。河间地区通常受饥饿沉积和土壤发育所

地层界面	接触性质	相		沉积趋势[3]		基质控制的遗迹相	地层终止	时间属性[8]
		下伏	上覆	下伏	上覆			
陆上不整合面[1]	冲刷或路过	可变（海相，c-u)	陆相	NR，FR	NR，T	N/A	之上：河流上超 面：退覆 之下：削截，顶超	可变间断
相对应整合面[1]	整合	海相 c-u	海相（陆架 c-u)	FR	NR	N/A	之上：下超 面：下超 之下：N/A	低穿时性
强制海退底面[2]	整合或冲刷	海相（陆架 c-u)	海相 c-u	NR	FR	*Glossifungites*, 被 RWR 改造	之上：下超 面：下超 之下：N/A，削截	低穿时性
海退浪蚀面	冲刷	陆架 c-u	滨面 c-u	NR，FR	FR，NR	*Glossifungites*	之上：下超 面：N/A 之下：削截	高穿时性
最大海退面	整合[7]	可变[5]	可变（海相，f-u)	NR	T	N/A	之上：滨岸上超 面：上超，下超 之下：N/A	低穿时性
最大洪泛面	整合或冲刷	可变（海相，f-u)	可变（海相，f-u)	T	NR	*Glossifungites*, *Trpanites*, *Teredolites*	之上：下超 面：上超，下超[4] 之下：N/A，削截	低穿时性
海侵浪蚀面	冲刷	可变（海相，c-u)	海相，f-u	NR，T	T	*Glossifungites*, *Trpanites*, *Teredolites*	之上：滨岸上超 面：N/A 之下：削截	高穿时性
海侵潮蚀面	冲刷	可变（海相，c-u)	河口湾复合相	NR，T	T	*Glossifungites*, *Trpanites*, *Teredolites*	之上：滨岸上超 面：N/A 之下：削截	高穿时性
趋势内正常海退面	整合	三角洲前缘或海滩	三角洲平原或河流	NR	NR	N/A	N/A	高穿时性
趋势内强制海退面	整合	前三角洲	三角洲前缘	FR	FR	N/A	之上：下超 面：N/A 之下：N/A	高穿时性
洪泛面	整合或冲刷	可变	海相，f-u 或 c-u	T，NR	T，NR	*Glossifungites*, *Trpanites*, *Teredolites*	之上：上超下超 面：上超，下超[4] 之下：削截	低—高穿时性

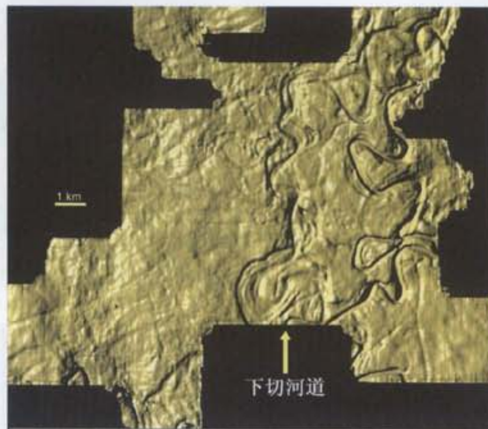
图 4-9 主要地层界面识别特征（据 Catuneanu,2002,2003；Embray 和 Catuneanu,2002 修改）

这些接触关系包括七种层序地层学界面（海侵浪蚀面和海侵潮蚀面合并为“海侵侵蚀面”，图 4-7、图 4-8）和三种趋势内相接触面（图 4-8）。(1) 据 Hunt 和 Tucker (1992)；(2) 相对应整合面，据 Posamentier 等 (1988)；(3) 所有体系域都有保存的位置；(4) 在海侵地层中，下超可能只是视下超，因为它可能记录了是沉积单元侵蚀底界，而不是沉积底界；(5) 海相的向上变粗的浅水沉积和向上变细的深水沉积；(6) 这种相接触可能只发育在河控三角洲；(7) 参看的关于其可能存在例外的文字讨论；(8) 表中所列出的时间属性对定向的倾向剖面也是有效的（见第七章关于倾向和走向的时间属性的讨论）。注意：整合地层接触可能上超或下超在沉积界面上，但下伏地层不会终止于该面。不整合地层接触切断下伏地层，并在上覆地层为海相地层时，通常与底质控制的遗迹相有关。底质控制的遗迹相代表包括 *Glossifungites*、*Trypanites* 和 *Teredolites* 的遗迹化石组合，不包括软土质遗迹相（详见第二章）。整合和不整合地层接触通常都被上覆地层上超或下超。c-u—向上变粗；f-u—向上变细；RWR—海退波浪沟蚀（=海蚀的海退面）；NR—正常海退；FR—强制海退；T—海侵



图 4-10 槽状交错层理滨面沉积与上覆河流相地层间的陆上不整合面（箭头所指）露头照片（埃及西部沙漠 Bahariya 绿洲下塞诺曼阶 Bahariya 组）

此例中，陆上不整合面位于下切谷底界，基于其时限和形成模式，陆上不整合面相当于沉积记录中最大的地层缺失（图 4-6），它所分隔的地层在成因上没有联系（也就是说地层属于不同的基准面旋回），反映向盆地方向的急剧相变。现存陆上不整合面总是上覆河流相沉积（图 4-9，详细内容见文字）



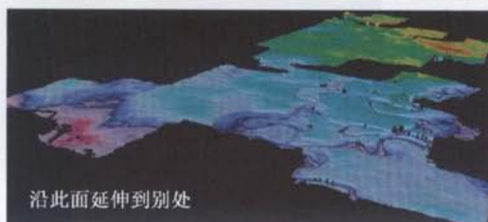


图 4-11 下白垩统 Mannville 群底部陆上不整合面的地震响应，此处河流相沉积上覆于泥盆系碳酸盐岩（西加拿大沉积盆地），（图片来自 H.W. Posamentier）

图示层以高弯度河道下切下伏碳酸盐岩沉积为特征

控制，因此，陆上不整合面可以在古土壤层顶部进行追踪，古土壤层通常与河道亚环境内形成的不整合伴生（Wright 和 Marriott，1993；Gibling 和 Bird，1994；Gibling 和 Wightman，1994；Tandon 和 Giblingg，1994，1997；Kraus，1999；图 2-12、图 2-13、图 4-12）。

陆上不整合面可能位于任何类型的沉积体系（河流、滨岸或海相）顶部，但总是上覆非海相沉积（图 4-9、图 4-10、图 4-13）。因此，存在上覆非海相沉积是识别陆上不整合面的必要条件。下伏河流—浅海相地层可能是正常海退（基准面下降开始时从滨线向陆方向）形成的，也可能是强制海退（强制海退区域内）形成的。上覆河流沉积可能是正常海退（低位期）或海退形成的，这取决于地形坡度和低位正常海退地层的倾角（图 4-9）。在低地形坡度与低位正常海退处于持续期，陆上不整合面顶部易形成河流顶积层。陆上不整合面可能被新的地层界面所重建（和置换），在这种情况下，接触关系应用最新保留下来的界面，利用其特殊的地层接触关系属性来描述。例如，陆上不整合面可能被海侵侵蚀面所改造，这种情况下，不整合直接被海侵的海相沉积所上覆（图 4-14）。

除用沉积学方法来证明伴随基准面下降发生的向海方向的相迁移外，遗迹化石相和遗迹结构也可能提供线索来识别陆上不整合面。地表侵蚀过程可能由于半固结沉积的剥露作用形成固底，但如果缺乏海相或边缘海相条件，底质控制的遗迹相可能不会形成（图 4-9）。此时，陆上不整合面可能与非海相软底伴生，尤其是与古土壤伴生的 *Termitichnus* 遗迹相，且表现从海相向上覆非海相遗迹相的突变。在西班牙 Ebro 盆地的研究中，Siggerud

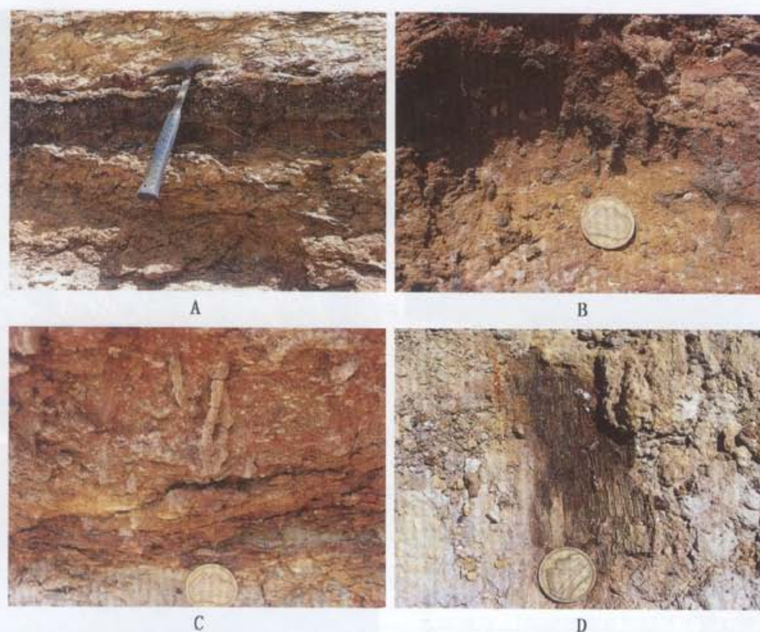


图 4–12　陆上不整合面（图 A 铁质古土壤层顶部）及其对应相（在完整的非海相序列——细粒河流越岸沉积中形成）的露头照片（埃及西部沙漠 Bahariya 绿洲下森诺曼阶 Bahariya 组）
古土壤层上下均表现为泛滥平原泥岩，古土壤及下伏泥岩均富含植物根系（B、C）；泥岩层中也可见干裂和木屑被氧化铁充填（D）；古土壤层中偶见结核；陆上不整合面之上的沉积序列底部见撕裂屑

和 Steel（1999）证明了遗迹结构过渡系底部的陆上不整合面，从潮间带和潮下带的沉积中 *Ophiomorpha* 虫孔到上覆河流环境下形成的 *Taenidium*，*Scoyenia* 和 *Planolites* 遗迹组合的变化。在缺乏非海相遗迹相的情况下，陆上不整合面可能要基于其他地表暴露证据来加以识别，例如横切陆缘至浅海遗迹结构方向的根系古土壤的存在（Taylor 和 Gawthorpe，1993）。在陆上不整合面被后生海侵侵蚀面所替代的地方，复合地层接触关系可能被底质控制的遗迹相（通常是 *Glossifungites*，但也可以是 *Trypanites* 和 *Teredolites*）所记录，因为恢复海相环境后，会出现海相遗迹造主在先前的暴露面上集群的现象（Pemberton 和 MacEachern，1995）。这种情况下，接触关系可能不再是指陆上不整合面，而是包含了海侵侵蚀面的属性。

陆上不整合造成的地层缺失是可变的，这是由于基准面下降期河流下切程度和在盆地方向上地表剥蚀的广度不同。图 3–27（强制海退期形成的“河流侵蚀”）和图 3–31（A，在强制海退开始时，暴露的海底比河流地形陡峭）展示了陆上不整合的形成机理。注意：当海底在基准面下降期逐渐暴露时，陆上不整合面不只向海方向延伸，而是同时向陆方向经河流急折点（指河流纵剖面上坡度的突变点——译者注）向上游迁移（图 3–31、图 3–32）。

要注意，通常所指的陆上不整合与强制海退的成因关系反映的是一种“最可能的”关系，且确实有例外。例如，在海侵期高能量波造成滨岸侵蚀的位置，陆上不整合面也可能

图 4–13　陆上不整合面的测井响应（箭头所指，据 Catuneanu，2002，2003 修改）
陆上不整合面的判别特征总结见图 4–9。测井实例来自西加拿大沉积盆地 Scollard 和 Paskapoo 组（左）和 Cardium 组（右）。注意，陆上不整合面可能位于底突变滨面沉积的顶部（高位或早期强制海退），也可能位于底渐变滨面沉积的顶部（强制海退）。GR—伽马曲线；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域

形成（Leckie，1994；图 3–20），这种（海侵）陆上不整合面被海侵浪蚀面所改造，海侵浪蚀面被海侵浅海沉积所上超，并且在海侵期没有河流—滨岸沉积物的介入（图 3–20）。另一方面，在基准面开始下降时，若暴露海底坡度小于河流地形的坡度，强制海退也可能伴随河流加积作用（图 3–31C，在断层限定的盆地中这种情况更可能发生），或者在冰期（易形成河流加积）气候导致河流卸载的下降超过冰川性旋回下降（易形成河流侵蚀）的影响时，也可能发生这种情况。同时，陆上不整合面可能在冰川融化和全球海平面上升时形成，这是由于气候对河流卸载的控制增强（图 3–7）。要谨记所有这些关于标准层序地层学模式的预测会有例外情况，具体问题应具体分析。

陆上不整合面可以基于任何资料（露头、岩心、地震或钻测井），通过分析其物理属性和几何属性来识别。仔细研究露头和（或）岩心岩石相便可以得到剥蚀证据、毗邻相性质和沉积趋势以及过不整合面向海方向的相突变。地震资料提供了关于陆上不整合面的区域几何属性更详细的间接地球物理信息，包括沿不整合的退覆地层终止、下伏地层的削截、差异侵蚀造成地形地貌的不规则及盆地方向海拔降低等（图 4–15）。陆上不整合面向盆地



图 4–14　海侵侵蚀面（横剖面和平面图）取代陆上不整合面的露头照片（埃及西部沙漠 Bahariya 绿洲下塞诺曼阶 Bahariya 组）

A—海侵侵蚀面（箭头所指）将富铁的古土壤层（铁质结核）与上覆含海绿石的海相沉积分隔开。富铁质结核层是海相海绿石在陆相条件下原地改造的属性特征（也就是说，古海底在基准面下降期暴露地表；El–Sharkawi 和 Al–Awadi，1981；Catuneanu 等，待刊）。注意：在这种情况下，由于铁质结核性质坚硬，随后的海侵剥蚀作用的剥蚀量最小。然而，尽管现存的铁质结核是陆上不整合原生的，但由于在该接触关系顶部存在海相沉积，而使其成为了海侵侵蚀面（在两个或更多层序地层界面重叠时，我们通常用最年轻的界面来命名，详见文字部分）；B—侵蚀面顶部贝壳富集（海侵滞留沉积）

方向的终止位置指示强制海退结束时的滨线位置，这是构建古地理图的重要推论。强制海退后期，滨线位置与盆地的主要地形要素（如离散大陆边缘的陆架外缘）有关，这也是评价浅水和深水沉积体系沉积物分布的重要依据。随后基准面下降终止，陆上不整合面可能被河流低位正常海退或海侵地层所上超（图 4–9），而在基准面上升期，河流加积则向上游方向逐渐延伸，或被正常海退顶积层所覆盖（图 4–15）。

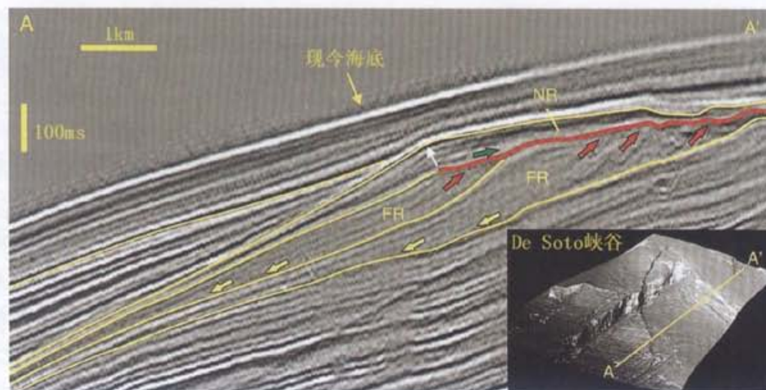


图 4–15　陆上不整合面倾向方向地震横剖面（位置在 3D 照亮面中标示；墨西哥湾 De Soto 峡谷地区，图片由 H. W. Posamentier 提供）

红色箭头指示下伏强制海退期浅海地层的削截。深海强制海退沉积下超于前积陆坡（黄箭头）。细黄线提供了所有地层叠加模式。注意：陆上不整合面与退覆、向盆地方向海拔降低及不规则地形地貌（差异侵蚀）有关。向盆地方向陆上不整合面终止被低位正常海退地层的顶积层上超（河流上超；绿箭头）和上覆。白色箭头指示随后的低位正常海退期的滨线轨迹。比例尺：3D 照亮面中的河道大约宽 1.8km，陆架外缘深 275m，照亮面为强制海退沉积的底面。FR—强制海退沉积，NR—正常海退沉积

陆上不整合面是可论证的地层接触关系中最重要的类型，因为它与岩石记录中最重要的间断相对应，将沉积序列分隔为成因上有联系的、相对整合的地层组合（图 4–6）。因此，陆上不整合面在多数层序地层模式中被作为层序界面，只有以最大洪泛面为界的“成因地层层序”例外（详见第六章关于这部分的论述）。选择最大洪泛面作为层序界面是由于其位于海侵期浅海环境下形成的凝缩段的中部，在测井上通常最易识别（Galloway,1989）。相反，陆上不整合面可能因为与之相关的相的多样性很难从测井上识别出来（图 4–9），而是要根据它在盆地中的位置来判断。

在下切谷体系中，粗粒沉积直接上覆于细粒浅海地层之上，陆上不整合面可能在粗粒充填沉积的底部而易于识别（图 4–16A 和图 4–10）。此类陆上不整合面的识别，需要不整面之上的河流地层的保存。然而有时，下切谷底部的河流下切面可能被随后的海侵所改造，不整合面之上没有河流沉积保存下来，下切谷充填也被潮控河口湾沉积所替代。此时，正常海退高位沉积与上覆海侵沉积之间的陆上不整合面被更新的海侵侵蚀面所取代（如 Ainsworth 和 Walker,1994）

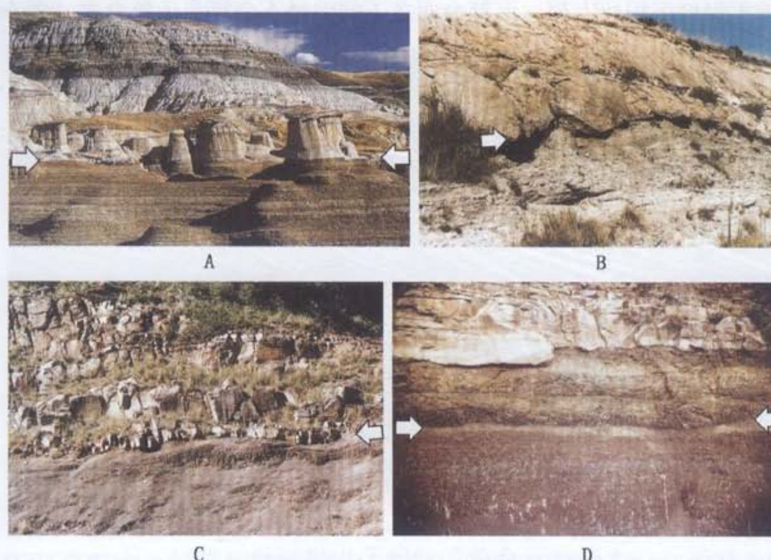


图 4–16　陆上不整合面露头实例（箭头所指）

A—浅海页岩（Bearpaw 组）与上覆下切谷充填河流相砂岩（Horseshoe Canyon 组）之间的陆上不整合面（西加拿大沉积盆地红鹿谷上白垩统；相解释据 Ainsworth,1994）。注意：精确的古环境重建是层序地层界面准确识别的关键。如 Horseshoe Canyon 组底部砂岩前人解释为三角洲相（Shepheard 和 Hills, 1970），将此接触关系定义为海退侵蚀面。若将其定义为海湾环境下的河流砂岩（Ainsworth 和 Walker, 1994），那么此陆上不整合面就可能要被调整为海侵侵蚀面；B—Molteno 组的 Bamboesberg 段和 Indwe 段间的陆上不整合面（Karoo 盆地 Dordrecht 地区上三叠统），完整的河流序列，过接触面河流能量陡增。注意：该面的不规则属性是由于河流的差异侵蚀造成的；C—Balfour 组与上覆 Katberg 组间的陆上不整合面（Karoo 盆地 Nico Malan Pass 下三叠统），完整的河流序列，过接触面河流能量陡增。注意：从冲积平原为主的曲流河体系到上覆合并的辫状河道间的河型变化。D—古土壤层顶部的陆上不整合面（Karoo 盆地 Queenstown 地区，下—中三叠统 Burgersdorp 组）。古土壤（含根系）被曲流河冲积平原沉积所上覆，比例：长 1.4m。注意：在所有例子中，陆上不整合面之上的地层都是非海相的

陆上不整合面也可能在完整的河流序列中被突变的相接触所记录，接触关系记录了河型的突变（图 4–13、图 4–16B、C）。这种情况下，河型转换接触关系通常反映向盆地方向迁移相的能量增强。而在河间地区，陆上不整合面可以发生在越岸的细粒沉积序列中，因此其相响应和测井响应可能更为模糊（图 4–16D）。排水良好的成熟古土壤可能记录了陆上不整合面的位置，此时的陆上不整合面形成于基准面下降期，位于盆地非海相的低位位置（图 2–12、图 2–13、图 4–12）。陆上不整合面的同义词包括“低位不整合”(Schlager,1992)、“河流侵蚀海退面”（Plint 和 Nummedal，2000）和“河流冲蚀 / 下切面”(Galloway，2004)。

二、相对应整合面

相对应整合面形成于基准面下降终止时的海相环境中（据 Hunt 和 Tucker，1992；图 4–6、图 4–7）。该面与强制海退结束时的古海底面相近，是最新的退覆斜坡沉积面，并与陆上不整合向海方向的终止相对应（图 4–17、图 4–18）。相对应整合面将下伏强制海退沉积与上覆低位正常海退沉积分隔开来，并在任何倾角下都下超于下伏序列。下降终止时古海底被上覆前积斜坡沉积所上超，而整合面之下的地层不会终止于整合面（图 4–9）。

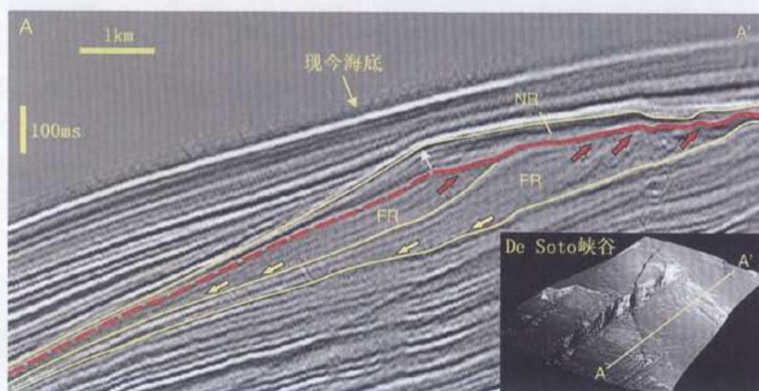


图 4–17 相对应整合面在倾向方向的地震横剖面（据 Hunt 和 Tucker,1992, 红色虚线；位置在 3D 照亮面中标示；墨西哥湾 De Soto 峡谷地区，图片由 H. W. Posamentier 提供）
红色实线表示陆上不整合面，向盆地方向终止于相对应整合面，终止点为强制海退结束时滨线位置。相对应整合面是最新的退覆斜坡沉积。红色箭头反映下伏强制海退期浅海地层被陆上不整合面削截。深海强制海退沉积下超于前积陆坡（黄箭头）。白色箭头反映随后的低位正常海退期的滨线轨迹。比例尺：3D 照亮面中的河道大约宽 1.8km，陆架外缘深 275m，照亮面为强制海退沉积的底面。FR—强制海退沉积；NR—正常海退沉积

Posamentier 等（1988）提出了不同的“相对应整合面”定义，随后被 Posamentier 和 Allen（1999）定义为强制海退开始时的古海底，并将该面作为“强制海退底面”的同义词处理。这两种面的区分是必要的，因为它们分别被前积的和退覆的强制海退沉积所分隔。下降终止和下降开始时的相对应整合面在岩石记录中的保存程度也不同，下降终止古海底保存潜力较高，因为其伴随有以加积为普遍沉积趋势的基准面上升期。而下降开始古海底在浅水和深水环境中，更易在随后的基准面下降期被剥蚀，因为基准面下降可能引发陆架波浪侵蚀、陆架边缘不稳定，以及深水环境下大规模重力流的发生。因此，这类“相对应

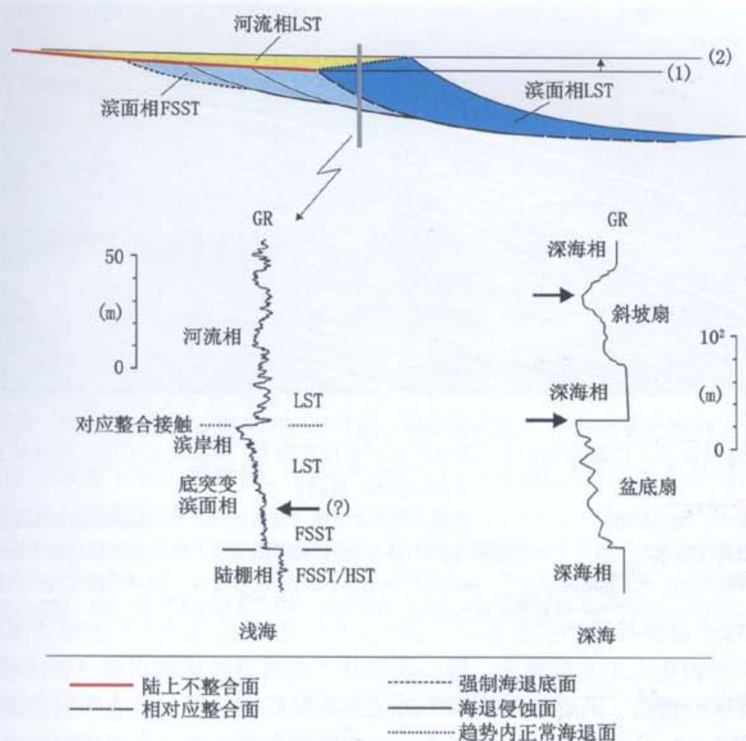


图 4-18　相对应整合面的测井响应（箭头所指，据 Catuneanu，2002，2003 修改）
相对应整合面的判别特征总结见图 4-9。在滨面序列中，相对应整合面是倾斜的，与陆上不整合面向盆地方向的终止相对应，但此面在测井中很难精确识别，因为它是连续向上变粗沉积的一部分。测井实例来自西加拿大沉积盆地 Lea Park 组（左），并据 Vail 和 Wornardt（1990）及 Kolla（1993）修改（右）。GR—伽马曲线；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；FSST—下降期体系域；HST—高位体系域

整合面”不易被作为岩石记录中的整合面而保存，在本章后面部分将讨论降低古海底在下降开始时保存可能性的因素和背景。

尽管 Posamentier 等（1988）最早提出了相对应整合面的概念，近期越来越多的模式（如沉积层序 III 和 IV；图 1-6、图 1-7）采用了下降结束时海底作为层序界面的整合部分，因为这种选择使得一部分陆上不整合面和相对应整合面，可以在强制海退区沿同一垂直剖面截取（Hunt 和 Tucker，1992）。此时，相对应整合面（据 Posamentier 等，1988）与陆上不整合向海方向的终止不一致，两个面被强制海退沉积分开（图 4-19）。此外，尽管基准面下降终止是基准面旋回的关键事件之一（图 4-7），但沉积层序 II 模式（Posamentier 等，1988；Posamentier 和 Allen，1999；图 1-7）未对将强制海退地层与上覆低位正常海退地层分开的界面进行命名。基于此，“相对应整合面”这一术语在这里采用 Hunt 和 Tucker（1992）的定义（下降终止的海底），而 Posamentier 等（1988）提出的相对应整合面（下降开始的海底）是指“强制海退的底面”。

相对应整合面在层序地层学上是一个具有争议的面，围绕其时限和物理属性的争论一

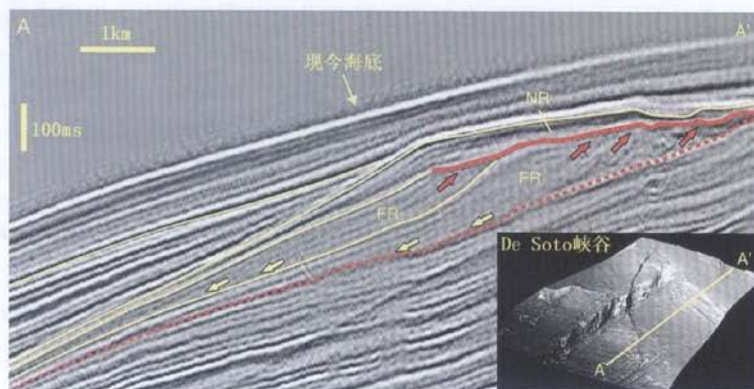


图 4–19　强制海退底面（= 相对应整合面，据 Posamentier 等，1988；红点线）在倾向方向的地震横剖面（位置在 3D 照亮面中标示；墨西哥湾 De Soto 峡谷地区，图片由 H. W. Posamentier 提供）

红色实线表示强制海退形成的陆上不整合面，细黄线反映了所有地层的叠加模式。强制海退底面是最老的退覆斜坡沉积，相当于强制海退开始时的海底。红色箭头指示下伏强制海退期浅海地层被陆上不整合面削截。深水强制海退沉积下超于前积陆坡（黄箭头）。比例尺：3D 照亮面中的河道大约宽 1.8km，陆架外缘深 275m，照亮面为强制海退沉积的底面。FR—强制海退沉积；NR—正常海退沉积

直不断。主要问题在于大多数露头、岩心及测井上很难将其识别出来（图 4–18），尽管地震数据最大限度的指出了其在斜坡沉积中可能发育的位置，即与陆上不整合向盆地方向终止相对应（图 4–17）。受到相对低地震分辨率的限制，关于相对应整合面的成图方法可能会使多个离散的斜坡沉积体合并成一个地震层。

相对应整合面的浅海部分发育在向上变粗的整合前积体中（图 4–9），但缺乏岩相和粒度的对比关系（图 4–18）。同样，没有底质控制的遗迹相可与相对应整合面相对应，并且沉积也没有遗迹结构与之对比。在深海环境下，相对应整合面可在前积的、向上变粗的水下扇组合的顶部识别出来（Hunt 和 Tucker，1992 的“盆地底部组合”，图 4–18）。由于沉积物向深水环境供给在基准面上升时逐渐终止，陆源沉积物开始在加积河流、滨岸和浅水体系沉积，上覆重力流沉积呈向上变细的趋势（Posamentier 和 Walker，2002；Posamentier 和 Kolla，2003）。在这些模式中，由于重力流、沉积物供给及相关垂直剖面等多因素共同作用，且有些因素独立于基准面变化，使得含深水相的下降终止面的成图更加困难。此外，由向上变粗变化为向上变细的趋势是基于存在均衡的线性物源向外陆架、斜坡和盆地中心供给沉积物的假设。而大多数碎屑盆地并非如此，沉积物汇入点被限定在河口体系中，碎屑沉积物注入盆地很少可以对哪怕是一个小区域的沉积作用产生影响（Frazier,1974）。考虑到沉积物堆积点的自动迁移，通常在水下扇组合和深水环境下，不可能同时发生沿地层走向上的向上变粗到向上变细的变化，甚至序列是整合的，即所谓的“对应整合”。

相对应整合面是一个时间面，也就是与“塌陷”（collapsed）不整合对应的时间面（Posamentier 和 Allen，1999），同时，相对应整合面也与叠加样式有关，位于“从快速前积准层序到加积准层序的转换面”（Haq,1991），或位于水下扇顶部（Hunt 和 Tucker，1992）。

近来的定义暗示相对应整合面是年代地层的相关整合，向盆地方向地层更年轻，其速率与海岸沉积的迁移率相匹配（图 4–9；Catuneanu 等，1998b；Catuneanu,2002）。

三、强制海退底面

“强制海退底面”的术语由 Hunt 和 Tucker（1992）引入，用来定义强制海退期海洋环境下所有沉积的底面。该面相当于 Posamentier 等（1988）提出的相对应整合面，大约是滨线处基准面下降开始时的古海底（图 4–6、图 4–7）。强制海退底面发育在整个海相序列中，经随后的侵蚀作用后保存下来，并将下伏高位正常海退地层与上覆强制海退地层分开（图 4–9）。陆架上，下伏沉积与上覆沉积均呈前积趋势，在整个向上变粗的序列中，下降开始面下超于已有地层的倾斜面，强制海退底面被更年轻的强制海退前积斜坡沉积依次下超。同其他整合地层接触一样，下伏地层不终止于该面。在强制海退底面被波浪和洋流重建的部位，冲刷接触削截了下伏地层（图 4–9）。

通常来讲，下降开始时的海底是：①整合的、②时间面。这种地层界面作为岩石记录中的整合面被保存下来的可能性，将在本节后面部分详细讨论。关于其时间属性，同其他作为相对应整合面的层序边界一样（第七章做详细讨论），强制海退底面的等时地层情况，与可用生物地层分辨率和地质年代测年技术有关。然而，位于陆棚和陆坡上的强制海退底面至少有一部分表现为前积斜坡沉积，与滨岸沉积迁移率有关的地质记录是低穿时的，因为滨线处陆源沉积物供给到达海盆深处任何位置的沉积带都需要时间（图 4–9；Catuneanu,2002）。

在地震地层学术语中，强制海退底面是退覆的最老斜坡沉积（即被强制海退朵体所退覆的，下伏正常海退沉积中最年轻的斜坡沉积；图 4–19）。下降开始时的海底，在强制海退区位于陆上不整合面之下（图 4–19），若最早的强制海退沉积被很好的保存下来，两个面会在记录强制海退开始时的滨线位置处相交。这种方法不足在于陆上不整合和（或）随后的海侵浪蚀作用可能移走最早的退覆砂岩地层，因此并不总能确定地震剖面上何处是退覆沉积的开始。这一不足在地层退覆样式被随后的陆上不整合或海侵沟蚀作用破坏的地方更为明显。

在浅海环境（滨面到陆棚）下，基准面下降到低于浪基面时，根据海底坡度（相对波浪均衡面的陡缓；图 3–27）和基准面下降规模的不同，海底遭受不同程度的波浪冲刷作用。基准面大规模下降导致整个浅海海底完全暴露地表，极大地降低了浅海强制海退沉积物保存下来的可能性，使其底面更加模糊。而基准面小规模下降时，强制海退底面在浅海序列中保存下来的可能性相应增加。在强制海退期，影响浅海海底的冲刷 / 加积作用性质大部分取决于前积斜坡与波浪均衡剖面的静止角，反过来该夹角反映了沉积物供给和控制沉积物在潮下和内陆架环境下的再分配作用的影响。因此，对于浪控浅海环境（海底坡度很小，通常＜1°，且波浪能量处于平衡）和河控环境（其前积层静止角一般＞1°，比波浪均衡剖面陡）需要区别对待。

浪控环境，如开阔海岸前缘的潮下环境或浪控三角洲，为保持海底均衡剖面与波浪能量的平衡，在强制海退期更易遭受波浪冲刷（图 4–20）。在这些地层中，强制海退底面作为整合古海底保存下来的可能性相对较低。在基准面下降期，保持波浪均衡剖面平衡需要潮上带的沉积物堆积与潮下带波浪冲刷同时发生（Bruun,1963；Plint，1988；Dominguez 和

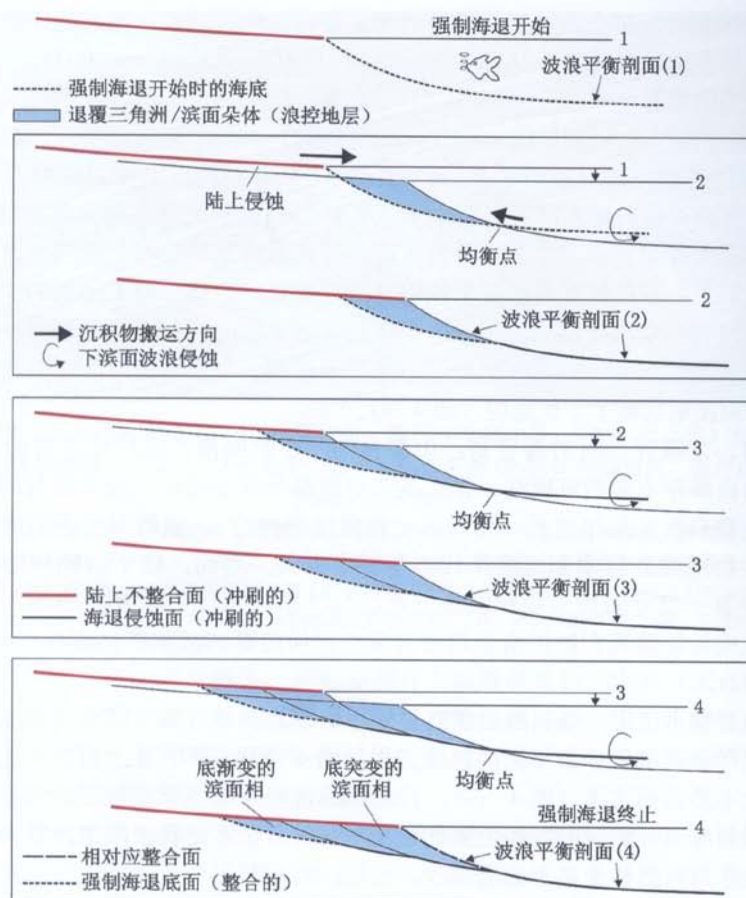


图 4-20　强制海退在浪控滨岸—浅海体系形成的层序界面（据 Bruun，1962；Plint，1988；Dominguez 和 Wanless，1991 修改）

滨面剖面与波浪能量平衡，在强制海退期，由于上滨面同生沉积作用和下滨面侵蚀作用共同作用下面被保存下来。下降开始时的古海底（强制海退底面）在最早期强制海退的滨岸朵体底部被保存下来，但向海方向上被后期海退侵蚀面改造，改造位置与沉积—侵蚀均衡点有关。因此，最早下降期，滨面沉积为底渐变，而退覆朵体的其余部分为底突变

Wanless,1991；图 4-20）。因此，下降开始时古海底可能在强制海退开始时的滨线附近被保存下来，并位于最早前积强制海退朵叶的底部，但它会在沉积与侵蚀均衡点被海退侵蚀面所改造（图 4-20）。该均衡点的确切位置取决于沉积物供给与波浪能量的平衡，在沉积供给相对波浪能量增加时向海方向迁移，反之亦然。基准面下降开始时的初始均衡点向陆方向，强制海退滨面沉积为底渐变，而向海方向的强制海退滨面沉积为底突变（图 4-20、图 4-21）。因此，下降开始时的均衡点在倾向横剖面上记录了强制海退底面与海退侵蚀面相交的位置（图 4-20、图 4-22）。强制海退滨面沉积，或底渐变，或底突变，其顶部通常易被陆相冲刷作用或海退冲刷作用所削蚀。经侵蚀作用后保存下来的强制海退滨面沉积比晴天浪基面的深度薄，其厚度常在数米范围内，并被槽状交错层理上滨面相带所替代（图

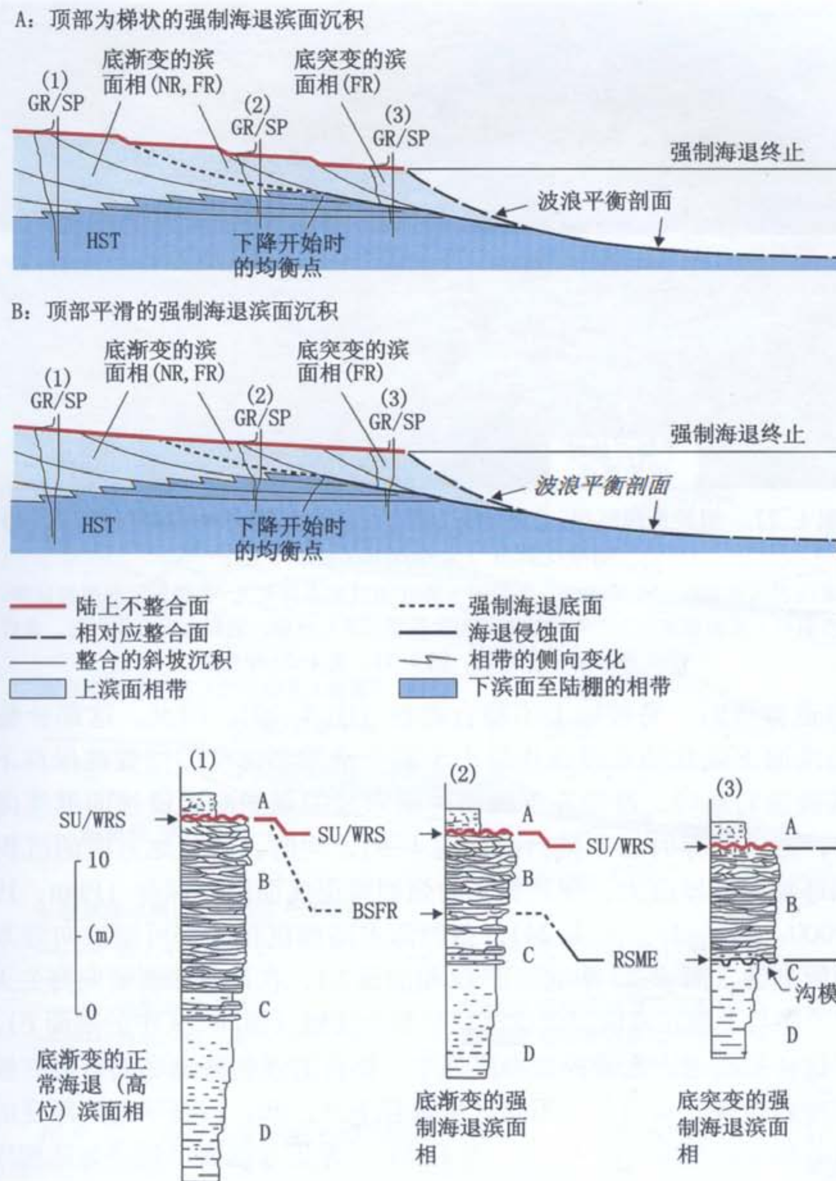


图 4–21　浪控地层的强制海退滨面沉积

图中显示了相的性质（主要是槽状交错层理上滨面砂岩）、顶接触（梯状顶部或平滑顶部）和底接触（底渐变或底突变）。陆上不整合面的几何性质（梯状或平滑状）主要取决于沉积物供给与基准面下降的共同作用（详见第三章）。强制海退底面与海退侵蚀面在下降开始时，在上滨面沉积作用与下滨面波浪冲刷的均衡点处重合（图 4–20）。地层退覆可能不易识别，甚至不能识别（见顶部平滑的强制海退滨面沉积），但下伏正常海退斜坡地层的削截和顶部不整合面向海方向倾斜的趋势提供了识别前积滨面沉积强制海退的其他标准。GR/SP—伽马 / 自然电位合成曲线；HST—高位体系域（下伏正常海退沉积）；NR—正常海退沉积；FR—强制海退沉积；SU—陆上不整合面；WRS—海侵浪蚀面；BSFR—强制海退底面；RSME—海退侵蚀面。A—非海相或海侵海相；B—上滨面（槽状交错层理）；C—下滨面到内陆架（波状交错层理）；D—外陆架（生物扰动粉砂岩与泥岩）



图 4–22　浪控浅海序列，上滨面强制海退相显示底渐变（A）与底突变（B）的变化部分（尤他州 Blackhawk 组）

虚线表示参考强制海退底面（保留的下降开始时的古海底），实线表示海退侵蚀面，该面将上滨面砂岩（上）与内陆架砂泥岩互层（下）分隔。前积方向自左向右。此野外剖面与图 4–20、图 4–21、图 4–23 相对照

到低于强制海退滨线时，易被陆上不整合剥蚀（图 4–20）。因此，这部分整合强制海退底面可能在基准面下降和陆相侵蚀作用小于晴天浪基面深度的位置被保存下来。当基准面下降，滨线被迫后退时，波浪在下滨面冲刷形成的强制海退侵蚀面继续向盆地方向延伸（图 4–20），形成高穿时的不整合面（图 4–9）。同时，向盆地方向的沉积物堆积比内陆架和外陆架环境下的厚度大，使其底部的强制海退底面得以保存（Plint，1991；Plint 和 Nummedal，2000；图 4–23、图 4–24）。强制海退陆棚沉积顶部可能被向海方向延伸的强制海退侵蚀面所削蚀（图 4–24 中的剖面 D 和剖面 E），在比此冲刷面向海尖灭点更远的地方，这些沉积可能与上覆正常海退低位沉积呈整合接触（图 4–24 中的剖面 F）。

可以得出这样的结论，在浪控浅海序列中，整合的强制海退底面可能在被下降开始时古海底的波浪冲刷带所分隔的两个不同区域保存下来，即：下降早期底渐变的滨面沉积底部和强制海退陆棚沉积底部（图 4–23、图 4–24）。无论是滨面序列还是陆棚序列，保存下来的强制海退底面都面临着同相对应整合面一样的识别问题（上下都是向上变粗地层，界面上下缺乏岩相差异，图 4–9、图 4–25）。同相对应整合面一样，整合的强制海退底面可能无法根据遗迹化石标准加以识别，因为在界面上下的地层中没有相应的底质控制遗迹相和对应的遗迹化石结构记录。在被波浪冲刷改造的区域，强制海退底面被海退侵蚀面所替代，复合面可以根据 *Glossifungites* 遗迹相识别（图 4–9）。

与浪控地层不同，浅海序列中的强制海退底面在河控三角洲前缘保存下来的可能性更大，此处前积体角度大于波浪均衡剖面角度，基准面下降时，水体仍然比晴天浪基面深，从而不会导致潮下环境的波浪侵蚀（图 4–26）。在这类地层中，滨线强制海退时不会形成海退侵蚀面，且强制海退滨面沉积为底渐变，并与上覆正常海退和强制海退陆棚相呈整合接触（图 3–30）。

在深水环境中，强制海退底面被视作前积水下扇复合体的底面（Hunt 和 Tucker，

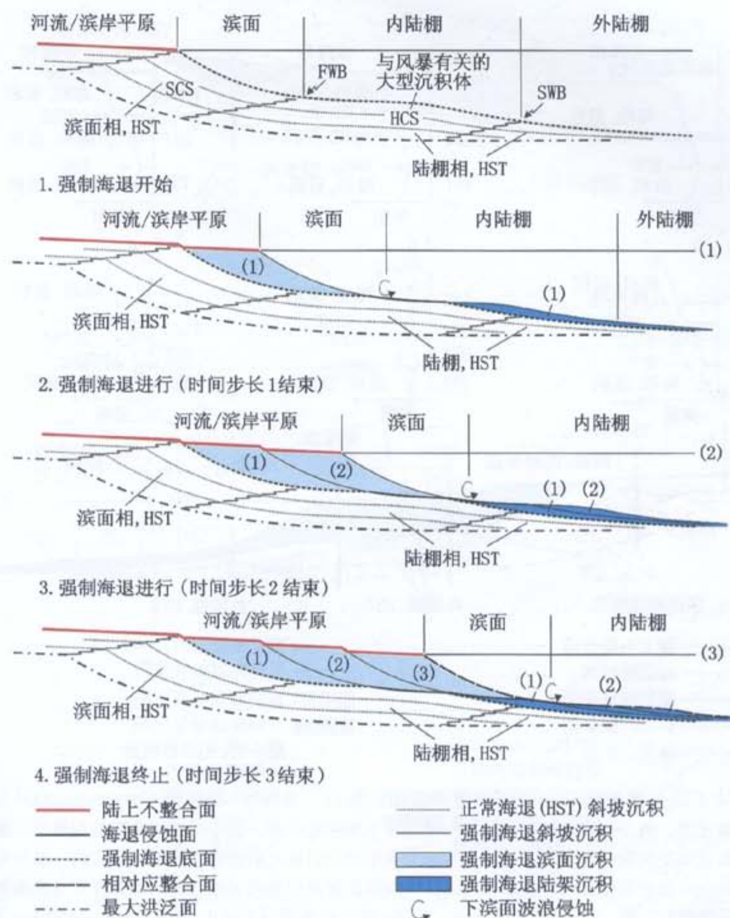


图 4—23　浪控陆架环境下的下降期浅海沉积（据 Catuneanu,2003 修改）

浅海强制海退沉积可能包括：底渐变滨面沉积（下伏强制海退底面）、底突变滨面沉积（下伏海退侵蚀面）和陆架相带（底渐变，下伏强制海退底面）。强制海退底面可能是被陆上不整合和海退侵蚀面剥蚀后的一部分。在保存下来的地方，强制海退底面为体系域界面。海退侵蚀面可能在改造强制海退底面的部位成为体系域界面。注意：在强制海退期基准面下降和陆架加积的共同作用下，为保持风暴浪基面的深度，内陆架变宽。内陆架堆积了波状交错层理沉积，在风暴期加积形成海底正地形特征（Arnott 等，2004）。因此，海底不能描述为通常所指的光滑上凹面，而更可能表现为内陆架大型沉积体（几米高，几百米宽）位于平均上凹海底剖面之上（Catuneanu,2003；Arnott 等，2004）。HST—高位体系域（下伏正常海退沉积）；HCS—波状交错层理；SCS—槽状交错层理；FWB—晴天浪基面；SWB——风暴浪基面

1992），并被与强制海退伴生的最早重力流冲刷切割（图 4—25），强制海退底面分隔了其下的深海沉积与其上的重力流沉积（图 4—27）。这种方法的不足在于第一次重力流沉积到达深水环境可能与基准面下降开始不是同时发生，而是发生在基准面下降的任何时刻，这取决于地形和沉积供给。因此水下扇复合体底面可能比基准面下降更晚，这取决于第一次重力流何时到达深水环境的特定位置。

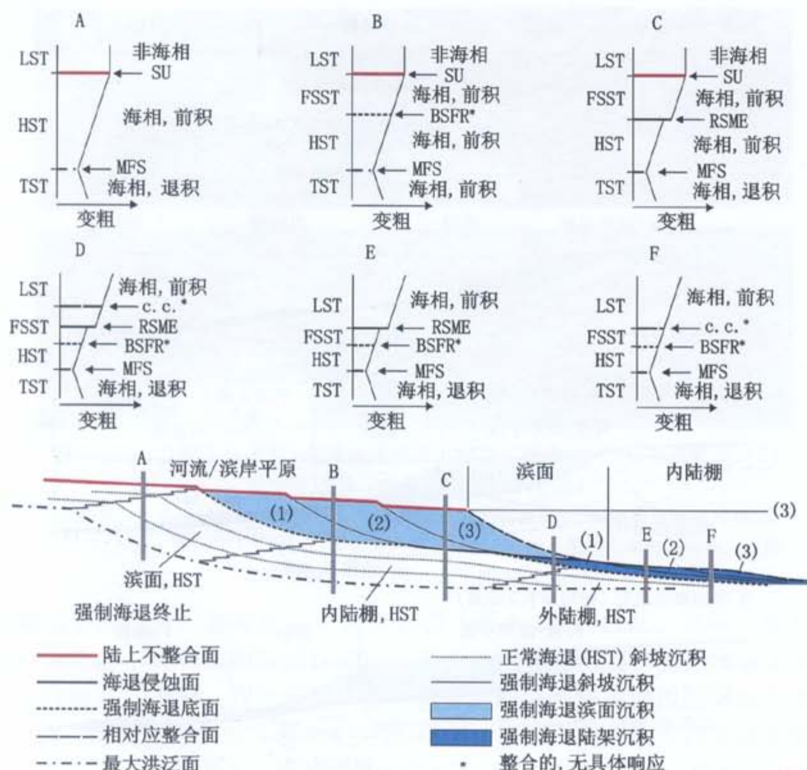


图 4–24　浅海浪控地层中层序地层界面结构特征（续图 4–23；据 Catuneanu,2003 修改）

垂向剖面未按比例，假设剖面中经海侵沟蚀作用保存下来的地层被（低位）正常海退沉积覆盖，强制海退底面可能在滨面或陆架沉积底部作为正常海退序列中最年轻的斜坡沉积被保存下来。该面的一部分可能被海退侵蚀面，或陆上不整合面所替代。注意：海退侵蚀面和强制海退底面可能在同一位置发育（如垂向剖面 D），并被下降期陆架沉积分隔。TST—海侵体系域；HST—高位体系域（下伏正常海退沉积）；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；SU—陆上不整合面；c.c.—相对应整合面；BSFR—强制海退底面；RSME—海退侵蚀面；MFS—最大洪泛面

四、海退侵蚀面

海退侵蚀面（即图 4–9 所指的“海退沟蚀面”）形成于强制海退期，海底坡度很小，波浪能量达到平衡区域的浪控陆棚地层。此面是在基准面下降期下滨面环境中波浪的冲刷下切面，滨面趋于保存其上凹面以达到与波浪能量的平衡（Bruun,1962；Plint，1988；Dominguez 和 Wanless，1991；图 4–20）。波浪冲刷作用仅在滨面海底坡度小于波浪均衡剖面坡度的位置有可能发生。大多浪控陆棚地层都满足这个条件，陆棚坡角平均约为 0.01° ~ 0.03°，滨面坡度很陡，大约 0.1° ~ 0.3°（Elliott，1986；Cant，1991；Walker 和 Plint，1992；Hampson 和 Storms，2003）。根据海底坡度的对比，基准面下降时，晴天浪基面的下降导致原有加积下滨面沉积到内陆架地区的侵蚀，使上滨面—滨面的槽状交错层理砂岩直接位于冲刷面之上，切割内陆架至外陆架以泥岩为主的沉积（Plint，1991）。在晴天基准面之上海底比波浪均衡剖面陡的位置，如河控三角洲前缘（前积地层坡度通常大于

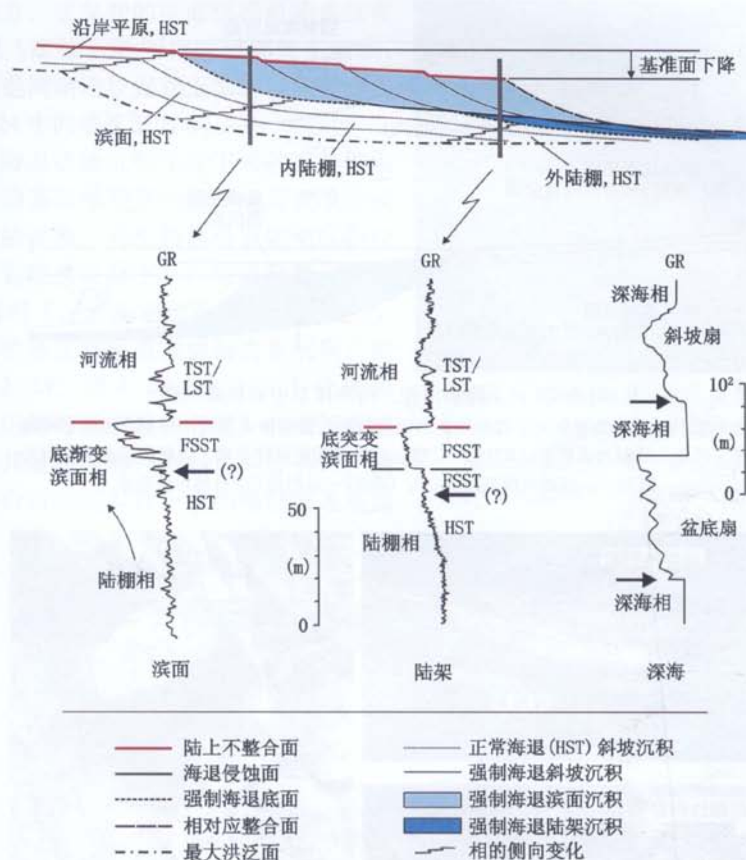


图 4—25 强制海退底面测井响应（箭头所指，据 Catuneanu，2002，2003 修改）

见图 4-9 对强制海退底面判别标志的总结。浅海序列（滨面和陆架沉积）中，强制海退底面的整合部分因其是连续向上变粗沉积的一部分而很难通过测井识别（见问题标注）。测井实例来自西加拿大沉积盆地的 Cardium 组（左）和 Lea Park 组（中），以及据 Vail 和 Wornardt（1990）及 Kolla（1993）修改的测井（右）。GR—自然伽马曲线；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域（下伏正常海退沉积）；FSST—下降期体系域

1°）或大陆坡（平均约 3°），基准面下降不会伴随发生波浪的冲刷作用，也不会形成浪蚀面（图 3—27）。在这类地层中，强制海退滨面沉积是底渐变的（图 3—30、图 4—26）。

在下滨面环境，影响浅海浪控地层海底的侵蚀量在强制海退期最高，接近于晴天浪基面，通常可以达到米级（Plint，1991）。滨面底向海方向，侵蚀作用被沉积路过所替代，在更深的陆架环境甚至被不间断沉积作用所代替（Plint，1991）。基准面下降期，内陆架通常是沉积路过的地区，向上约数十公里宽，尽管有数米厚的波状交错层理砂岩在风暴浪基面之上沉积（Plint，1991）。但这些波状地层保留下来的可能性很低，因为基准面下降时，下滨面地区的波浪冲刷作用向原来的内陆架环境迁移，其结果是波状交错层理地层被海退侵蚀面削蚀（图 4—23、图 4—24）。倘若基准面下降未使整个陆棚暴露地表，风暴浪基面之上

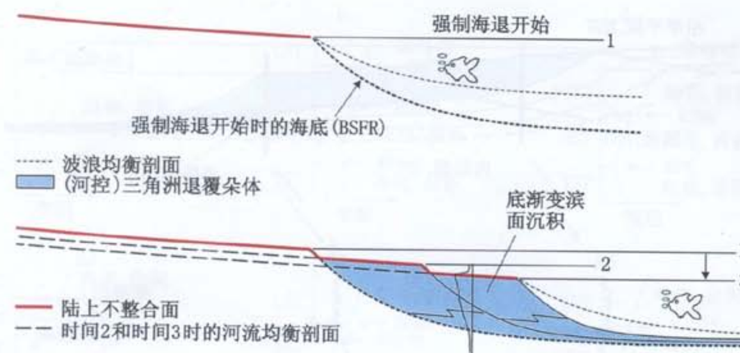


图 4-26 下降期河控三角洲体系中的浅海沉积

由于前积斜坡体的坡角大于波浪均衡剖面的坡角，强制海退期波浪冲刷作用未影响海底。因此，强制海退底面（BSFR）沿整合的浅海剖面保存下来，强制海退滨面沉积为底渐变，现场实例见图 3-30。GR/SP—自然伽马 / 自然电位曲线

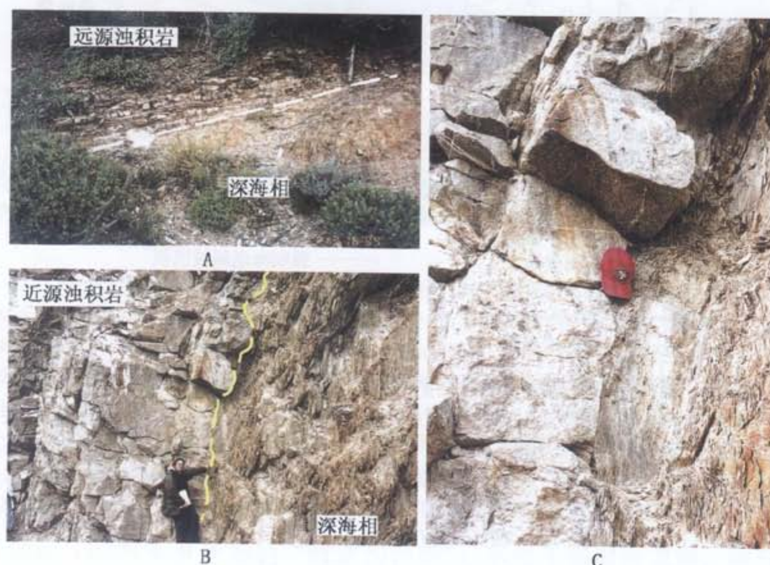


图 4-27 "强制海退底面"露头实例，位于深水背景下不同部位水下扇复合体底部

A—深海沉积与上覆重力流相接触：水下扇复合体底部（Karoo 盆地 Ecca Pass 下二叠统 Whitehill 组与 Collingham 组的接触面）；B—深海沉积与上覆重力流相接触：水下扇复合体底部（阿尔伯塔 Jasper 国家公园，Miette 群）。浊流包括鲍马序列的 A 至 C 段，属近源前缘决口扇；C—深海沉积与上覆重力流相接触：水下扇复合体底部（B 的放大）。这种强制海退底面识别的不足在于：由于水下扇复合体的不同朵体沉积位置的自旋回迁移，单一朵体的底部可能不与强制海退引发的重力流同时发生。因此，这些面有些只是相接触面，比强制海退底面要新（详见第五、第六章）

的外陆架环境就可能记录了连续的加积作用（Plint，1991）。假设强制海退内陆架相带保存下来的可能性较低，通常可以发现底突变槽状交错层理的中滨面沉积直接覆盖在下降期外陆架泥岩沉积之上（Plint 和 Nummedal，2000；图 4-28）。在没有强制海退陆架沉积保存

下来的地方，底突变的滨面沉积可能直接在正常海退（高位）陆棚相的顶部发生前积，比强制海退同期地层保存下来的可能性更大(如图 4-24 中的垂直剖面 C)。

强制海退陆架沉积保存下来的可能性取决于晴天浪基面堆积序列的厚度与波浪冲刷规模之间的平衡。无论强制海退陆架沉积经波浪冲刷后是否保存下来，海退侵蚀面总是位于陆棚相（正常海退或强制海退）之上、滨面相（也是正常海退或强制海退沉积；图 4-9、图 2-24、图 4-29）之下。下伏陆棚相（高位正常海退或强制海退）的成因很难确定，尤其是在与测井资料协同分析时，因为作为整合古海底保存下来的强制海退底面



图 4-28　强制海退滨面沉积（上）与外陆架（下）间的海退侵蚀面（阿尔伯塔上白垩统 Marshybank 组，照片来自 A．G．Plint）

底突变滨面沉积在其底部具有大型海岸正常沟模（箭头所指）

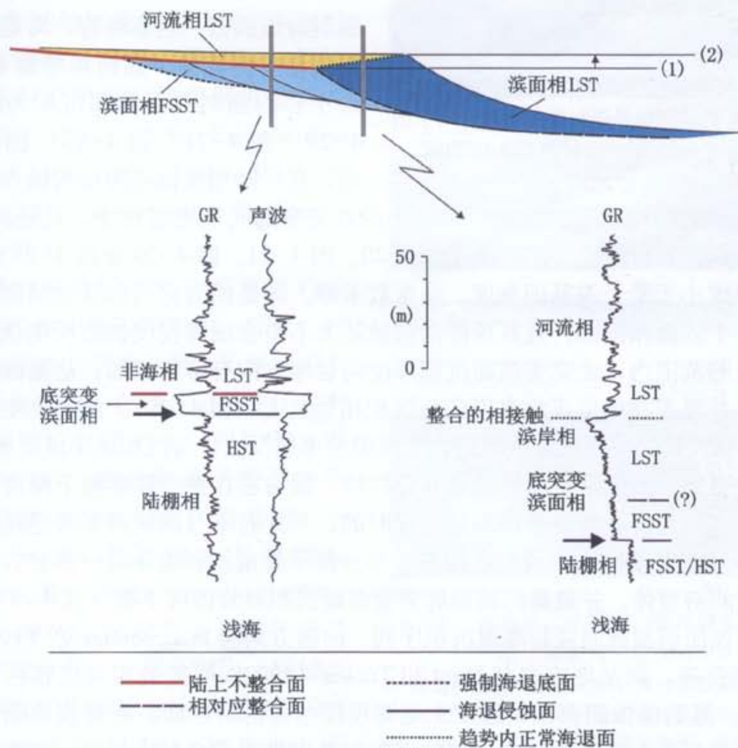


图 4-29　海退侵蚀面测井响应（箭头所指，据 Catuneanu，2002,2003 修改）

海退侵蚀面的判别标志见图 4-9 的总结。注意：在陆上不整合向海终止的范围内，底突变滨面沉积厚度向盆地方向增大，因为其包含了强制海退与低位正常海退地层。测井实例来自西加拿大沉积盆地 Cardium 组（左）和 Lea Park 组（右）。GR—自然伽马曲线；LST—低位体系域；FSST—下降期体系域；HST—高位体系域

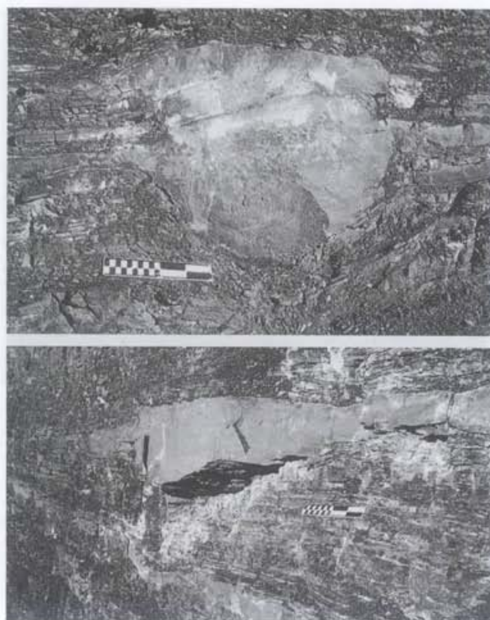


图 4-30 波状交错层理砂岩充填的孤立沟模，反映海退侵蚀面之下的陆棚相是强制海退成因（阿尔伯塔晚白垩 Marshybank 组，照片来自 A.G. Plint）刻度尺长 20cm

在整合浅海沉积序列中没有具体响应（图 4-25、图 4-29）。而数米厚的内陆架沉积很可能是正常海退（高位）性质，因此直接伏于海退侵蚀面之下的外陆架泥岩沉积是强制海退期形成的。海退侵蚀面之下以细砂岩为主的序列中，波状交错层理砂岩充填的孤立沟模的存在表示基准面下降之后，伴随有海底冲刷和可容纳空间减小，因此形成强制海退（Plint,1991；图 4-30）。

海退侵蚀面之上，前积的上滨面—中滨面沉积槽状交错层理（图 3-29）发育、底突变（图 3-28、图 4-28）。除堆积于海退侵蚀面向海沉积（如图 4-24 中的垂直剖面 E，图 4-29）顶部的初期正常海退（低位）朵体外，这些底突变的滨面沉积大部分是强制海退成因。这意味着，海退侵蚀面逐渐向盆地方向延伸，直到基准面下降的结束，最年轻的强制海退滨面沉积为底突变（图 4-20、图 4-21、图 4-23、图 4-24）。因此，在经陆相侵蚀或海侵沟蚀作用保存下来的位置，底渐变的强制海退滨面沉积与对应的底突变的同期地层相比，总是向陆方向的，位于强制海退开始时的滨线位置附近（图 4-20、图 4-21、图 4-23 至图 4-25）。底突变强制海退沉积厚度小于晴天浪基面深度，通常数米厚。这是因为它只包括上滨面和中滨面相带，而不是整个滨面相剖面，且其顶部常常被陆上不整合或海侵侵蚀面所削蚀。在陆上不整合向海终止的范围内，底突变滨面沉积厚度向盆地方向有可能增加，这是因为其在强制海退期堆积，并覆盖在低位正常海退滨面沉积相带之上（图 4-29）。此底突变滨面沉积体的厚度取决于低位正常海退期滨线轨迹，与海退速率成反比，与沉积速率成正比。

也许，海退侵蚀面最重要的特征是其穿时性，因为它在整个基准面下降持续期不断的形成并向盆地方向延伸。海退侵蚀面是高穿时的，其穿时率与滨线强制海退速率有关（图 4-9）。由此，这些波浪冲刷面或与之相关的部分都不是前积斜坡体的一部分，相反，海退侵蚀面削蚀老的斜坡体，并被新的前积底突变滨面沉积斜坡体所下超（图 4-9、图 4-23）。因此，海退侵蚀面切割浅海强制海退沉积序列，向陆方向与 Posamentier 等（1988）所提的相对应整合面合并，向盆地方向与 Hunt 和 Tucker（1992）所提的相对应整合面合并（图 4-24）。照此，海退侵蚀面在很大程度上是海侵侵蚀面的对应面，海侵侵蚀面也是高穿时的，向盆地方向与最大海退面合并，向陆方向与最大洪泛面合并。然而，这两个高穿时的层序地层界面在形成时间（即分别是基准面下降期和海侵期形成）、冲刷位置（分别发生在下滨面和海岸至上滨面）以及延伸方向（分别为向海方向和向陆方向）上不同。

以上讨论说明，海退侵蚀面的发育背景可能在体系域内部，包括所有浅海强制海退沉

积，其下为强制海退陆棚沉积，其上为强制海退滨面沉积（如图 4–24 中的剖面 D），在此情况下，该面可能不被作为体系域或层序地层的界面。在强制海退沉积的底部也有可能发现海退侵蚀面（如图 4–24 中的剖面 C），甚至在强制海退沉积顶部和上覆低位正常海退地层底部也有可能（如图 4–24 中的剖面 E）。基于这些原因，Plint 和 Nummedal（2000）得出结论认为，海退侵蚀面“既不是识别层序边界的逻辑面也不是实际面”。相反，在多数情况下，所有强制海退沉积底部只包括海退侵蚀面最老的（层序上指最低的）部分(Posamentier 等，1992b；Plint 和 Nummedal，2000)。没有强制海退陆棚沉积保存下来的地方，海退侵蚀面作为体系域边界（或层序边界，视模式而定），并与向盆地方向增加的地层间断伴生。

位于海退侵蚀面之下的底突变滨面沉积通常是分开的，形成平行滨线的砂体，指示海退滨线的连续位置（Posamentier 和 Morris，2000）。这些长条状砂体在下降持续期易发生陆相侵蚀，在滨线向低海拔逐渐海退后保存下来。全新世冰川后均衡回弹作用的影响地区观测到的现代实例可能是这种强制海退滨面沉积（图 4–31），大多数有岩石记录的古代实例也是如此(Plint，1988，1991，1996；Posamentier 等，1992b；Ainsworth，1994；Plint 和 Nummedal，2000；Posamentier 和 Morris，2000；图 4–28）。



图 4–31　与全新世冰川后均衡回弹有关的强制海退地层（加拿大北极 Melville 岛）

A—海退侵蚀面（箭头所指）：照片显示退覆朵体沿强制海退方向向左前积。航空照片显示这些退覆朵体相互分离，彼此平行，图中标出了古滨线的连续位置。退覆朵体为长条形砂体，经滨线逐渐向低海拔处发生海退后保存下来，现今易发生陆相侵蚀。B—海退侵蚀面（箭头所指）。C—强制海退滨面砂岩，海退侵蚀面将其与下伏陆棚细砂岩分开。砂岩易遭受陆相侵蚀，通常以平行于滨线的孤立形式被保存下来

海退侵蚀面是层序地层最重要的界面之一，尽管作为海退序列的一部分，其上下的沉积都向上变粗，但由于冲刷面上下相带的明显差异，在岩石记录中还是有很强的物理响应（图 4–9、图 4–28、图 4–29、图 4–31）。强制海退期波浪冲刷作用导致半岩化的海相沉积物暴露，形成以 *Glossifungites* 遗迹相为主的固底(MacEachern 等，1992；Chaplin，1996；Buatois 等，2002)。该固底通过对比遗迹结构将沉积物分开，大部分归因于接触面上下毗邻相沉积作用时主控环境条件的突变。MacEachern 等（1992）和 Buatois 等(2002）对分隔含 *Cruziana* 遗迹相的细粒陆棚沉积与上覆含 *Skolithos* 组合的滨面砂岩、以 *Glossifungites* 为标志的海退侵蚀面

地区进行了研究。强制海退 *Glossifungites* 固底向盆地方向延伸至晴天浪基面影响区域而终止，其上地层间断中断，被 Hunt 和 Tucker（1992）所提的相对应整合面替代（图 4–24）。海退侵蚀面的同义词包括海退沟蚀面（Galloway，2001）和海退浪蚀面（Galloway，2004）。

五、最大海退面

最大海退面（Catuneanu，1996；Helland–Hansen 和 Martinsen，1996）通过海侵—海退曲线定义，标志着滨线海退至海侵的变化（图 4–6），分隔了其下前积地层和其上的退积地层（图 4–32）。前积叠加样式向退积叠加样式的转换发生在基准面上升期，当基准面上升速率开始超过沉积速率时（图 4–5）。因此，海退结束面形成在加积序列中，并位于低位正常海退地层顶部，被海侵“愈合相”沉积上超（图 4–9、图 4–32）。作为滨线海退最年轻的斜坡沉积，最大海退面向盆地方向下超于原有海底，覆盖于原有海退斜坡沉积之上。因此，下伏低位正常海退地层不终止于最大海退面（图 4–9）。

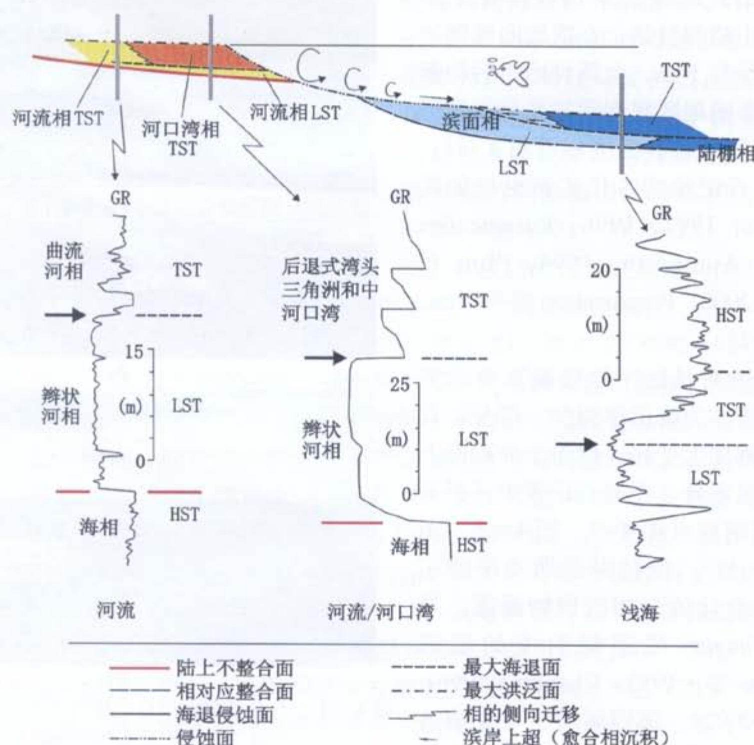


图 4–32　最大海退面测井响应（箭头所指，据 Catuneanu，2002，2003 修改）

最大海退面的判别标志见图 4–9 的总结。测井实例来自 Kerr 等（1999）（左图和中图）和 Embry 和 Catuneanu（2001）（右）。GR—自然伽马曲线；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域

最大海退面通常是整合的（图 4–9），但不排除海侵开始时滨线迁移方向的变化造成海底冲刷，导致沉积物负载与水下流能量平衡改变的可能性（Loutit 等，1998；Galloway，

1989)。最大海退面也可能在滨岸—河流转换带被冲刷，这与低位（正常海退）体系域河流越岸沉积之上的后退式高能潮间冲流带（海侵海滩）有关（Catuneanu 等，出版中；图 4-33）。在整合部位，最大海退面与任何底质控制的遗迹相无关（图 4-9）；在海侵海相地层缺失部位，最大海退面的海相部分被最大洪泛面替代，该复合不整合面可能以固底，甚至硬底的形式被保存下来，这取决于侵蚀作用和（或）同沉积岩化作用的规模，二者分别以 *Glossifungites* 和 *Trypanites* 遗迹相为主（Pemberton 和 MacEachern，1995；Savrda，1995）。由于该不整合面向盆地方向的形成与海退结束时滨线位置有关，在完整的海相环境中不会形成与之相关的木质煤底质（木质：*Teredolites* 遗迹相）。



图 4-33　最大海退面（黄箭头所指）露头照片

河流正常海退地层（相 A）与上覆后退式海滩沉积（相 B）接触（埃及西部沙漠 Bahariya 绿洲下森诺曼阶 Bahariya 组）。最大海退面在滨线海侵初期被高能量的冲流冲刷，最大海退面之下，与前积和加积三角洲对应的河流相地层是低位体系域的一部分。后退式海滩是海侵体系域唯一保存下来的部分。海滩沉积顶部被陆上不整合削蚀（红箭头，下切谷的底），上覆河流粗粒河道充填（相 C，更新的低位体系域的一部分；Catuneanu 等，出版中）。注：最大海退面记录的相带向陆迁移，与陆上不整合造成的相带向盆地迁移相对应

滨线海退事件的结束标志着沉积作用状态的变化（图 4-7），反映沉积盆地所有沉积体系中，无论向陆方向还是向海方向，沉积物供给与环境能量平衡发生变化。因此，在多数沉积盆地中，从海相到滨岸，再到河流环境中，最大海退面以不连续的地层接触关系发育（图 4-9、图 4-32、图 4-34）。海退终止面在深海至浅海环境保存下来的可能性较高，趋于被加积海侵地层上超；而在滨岸至河流地层中保存下来的可能性较低，在滨线海侵期更易被波浪冲刷剥蚀（图 3-21）。从海退结束时的滨线向陆方向，最大海退面的保存取决于海侵滨岸至河流环境的加积速率与上滨面随后的海侵浪蚀速率之间的平衡。实例证明，海侵浪蚀作用可能不仅改造了滨岸至河流沉积，也对所有下伏的滨岸至河流正常海退沉积进行了改造，这些实例中，海侵波浪冲刷面、最大海退面和陆上不整合面合并为一个不整合接触面（Embry，1995）。然而，通常情况下，滨岸至河流相低位正常海退沉积在岩石记录中的保存取决于正常海退持续时间和滨岸至河流环境在海侵波浪冲刷之前的沉积物堆积速率。低位正常海退期的延长可能形成加积和前积滨岸至河流地层的厚层顶积层，覆盖在陆上不整合之上，并经随后的海侵浪蚀侵蚀后保存下来（图 4-34）。在这些情况下，最大海退面可能在这类沉积盆地的海相或陆相序列中识别出来（图 4-34）。

深海沉积中，由于海退结束事件发生在陆源沉积物向深水环境搬运的衰退期，最大海退面在盆底的复合水下扇中不易识别。因此，在露头、岩心或测井分析中，没有具体标准来识别堆积于盆底的重力流沉积中的最大海退面。本书的第五、第六章将详细讨论基准面旋回不同阶段堆积于深水环境的重力流沉积性质。在大陆坡，最大海退面是上覆海侵“愈合相”沉积上超的最年轻的前积斜坡体（图 4-34）。如有高分辨率地震资料，最年轻的前积斜坡沉积体向盆地深水方向延伸的部分可以提供盆底序列中最大海退轨迹的证据。

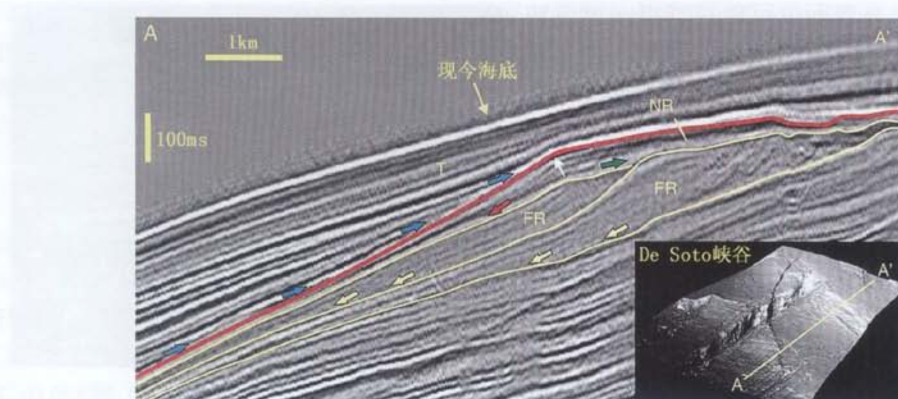


图 4-34　最大海退面（红线）倾向方向地震剖面（位置在 3D 照亮面中标示；墨西哥湾 De Soto 峡谷地区，图片由 H. W. Posamentier 提供）

该面位于低位正常海退期堆积的河流相至深海相地层的顶部，向陆方向可能上超于陆上不整合面（河流上超），并被深水环境下的海侵相上超（海相上超，蓝箭头）。白箭头表示低位正常海期的滨线轨迹。推断正常海退相带自白箭头向海方向为海相（下超于下伏强制海退沉积，红箭头），向反方向为非海相（上超于陆上不整合，绿箭头表示河流上超）。在海相环境下，最大海退面是与滨线海退有关的最年轻的斜坡沉积。比例尺：3D 照亮面中的河道大约宽 1.8km，陆架外缘深 275m，照亮面为强制海退沉积的底面。FR—强制海退沉积；NR—正常海退沉积；T—海侵沉积

浅海体系中，最大海退面位于向上变粗（前积）沉积的顶部（图 4-35—图 4-37），相对容易识别。根据随后的海侵速率及所处盆地的位置，最大海退面可能与砂 / 页岩接触有关，也可能与之无关。图 4-35 中的 A、B、C 和 D 提供了与砂 / 页岩接触响应的最大海退面实例，间接说明在海侵开始时的快速海侵和（或）沉积物供给突然中断。在这种条件下，沉积物局限于海侵开始时的退积滨岸体系中，导致滨外欠补偿沉积，因此在最大海退面上发生相带突变（Loutit 等，1988）。在海侵较慢，且（或）沉积物供给很强并连续向滨外供给时，最粗的沉积物峰值可能出现在砂岩内部，砂 / 页岩接触面位于最大海退面之上，发育于上覆海侵序列中（图 4-35E）。相对于古滨线更远的滨外地区，在下滨面至陆棚体系内，最大海退面发育在粉砂质页岩序列中，最粗沉积物的顶部（前积结束；图 4-36、图 4-37）。在这类地层中，最大海退面位置常在露头观测到的坡折处明显（图 4-36、图 4-37）。前积事件结束（向上变粗趋势的顶）不总是与最浅水的极值相对应，尤其是在滨外地区。最浅水极值通常记录在下伏海退（低位）沉积中，而最大海退面形成于深水之中——详见第七章。因此用实测粒度递变（向上变粗或向上变细）来描述趋势更为可取，而不是用推测的等深变化（向上变浅或向上变深）来描述。

在滨岸体系中，最大海退面位于最早河口湾沉积之下（图 4-6）。河口湾相与下伏河流相的接触面在最大海退面超过海侵开始时河口湾原始长度的地方开始分叉，向上游方向越来越年轻（滨线海侵形成的趋势内相接触；图 4-6、图 4-38）。因此，在研究河流—河口湾序列时，区分河口湾相底界定义的地层最低面和相接触面非常重要，前者是低穿时的最大海退面，后者是高穿时的相接触面，随滨线的海侵，向陆地层更年轻。区分这两种接触面可以以毗邻相分析为基础：最大海退面分隔河流相及上覆中河口湾相，而趋势内（海侵

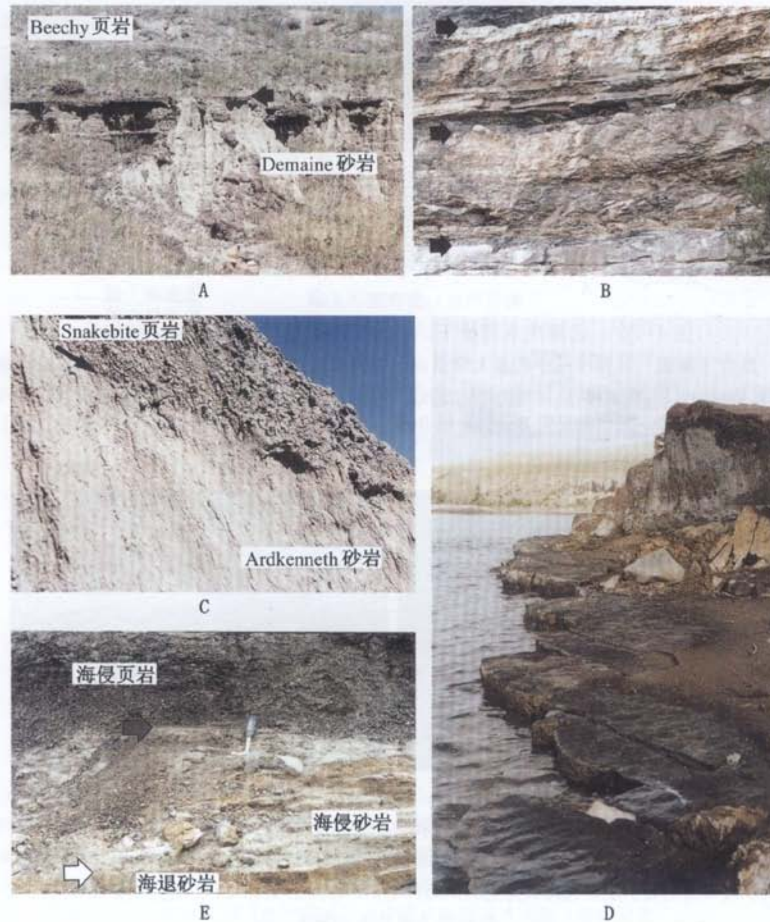


图 4-35　近源浅水背景下的最大海退面露头实例

A—整合海相序列中的最大海退面（箭头所指），前积（向上变粗）滨面沉积顶部以富菱铁矿结核层的砂岩为标志，反映成岩作用时流体优先迁移路径。此例中，海侵开始伴随向海相环境的沉积物供给突然中断，从而导致陆棚欠补偿沉积（Loutit 等，1988）（西加拿大沉积盆地 Saskatchewan 省，晚坎佩尼阶 Bearpaw 组 Demaine 段和 Beechy 段接触）；B—整合三角洲序列中的高频最大海退面（箭头所指），以结核层（最粗的砂岩，成岩胶结时优先沉淀）和上覆薄层状海侵页岩为标志（南 Karoo 盆地上二叠统 Ecca 群 Waterford 组）；C—整合海相序列中的最大海退面（箭头所指），位于向上变粗前积滨面砂体的顶部。该面上下岩性突变反映海侵开始时的快速海侵和（或）沉积物供给中断（西加拿大沉积盆地 Saskatchewan 省，晚坎佩尼阶 Bearpaw 组 Ardkenneth 段与 Snakebite 段接触）；D—因陆上不整合而暴露的最大海退面（向上变粗前积滨面砂体的顶部），上覆（更隐性的）海侵页岩（西加拿大沉积盆地 Alberta 老人河的晚坎佩尼阶 Bearpaw 组 Kipp 段顶部）；E—整合海相序列中的最大海退面（箭头所指），位于向上变粗的前积滨面砂岩顶部，注意，此例中向上覆海侵相的变化是非常细微的，最大海退面之上为砂岩与页岩的相接触（西加拿大沉积盆地 Alberta，晚坎佩尼阶 Bearpaw 组 Ryegrass 段顶部）

的）相接触分隔河流相与上覆湾头三角洲（浪控河口湾背景）或河口湾河道（潮控河口湾背景）（图 4-38）。

最大海退面延伸至盆地陆相部分的可能性很小，但伴随河流能量迅速降低，也可以发



图 4-36 远源浅水背景下的最大海退面露头实例（箭头所指）

A—整合下滨面—陆棚序列中的最大海退面（西加拿大沉积盆地 Alberta，Mary 河，晚坎佩尼阶 Bearpaw 组 Magrath 段顶部）；B—整合陆棚序列中的最大海退面（西加拿大沉积盆地 Saskatchewan 省，晚坎佩尼阶 Bearpaw 组 Beechy 段）。这两个例子中，坡度转折反映过最大海退面的结构变化，由向上变粗（下）至向上变细（上）



图 4-37 前三角洲相整合序列中的最大海退面（箭头所指；尤他州坎佩尼阶 Panther Tongue 组）

斜坡坡度的转折反映过最大海退面的结构变化，由向上变粗（下）至向上变细（上）。照片 B 为照片 A 的放大

展为区域规模，也就是说，叠置的辫状河道充填向上覆曲流河体系变化（Kerr 等，1999；Ye 和 Kerr，2000；图 4-38）。这种最大海退面上下的河型变化可以通过图 4-6 中粒度范围的变化来识别，并认为这种变化是海侵开始时，引发河流能量向上游降低的低能河口湾系统的形成造成的。海侵开始时，滨岸加积速率增加引发了河口湾的形成与同期河流能量向上游的降低，使河流均衡剖面坡度的降低，河流能量、河型和沉积物负载也相应发生变化。尽管有了这些基本原则，准确分析最大海退面的非海相部分属性仍需要进一步的研究工作。低位河流体系中通常所指的“辫状”属性有着越来越多的证据（Kerr 等，1999；Ye 和 Kerr，2000；图 4-32、图 4-38），尽管如此，也不能作为普遍规律。曲流河型的低位河流体系早有记载（如：Miall，2000；Posamentier，2001；见第五章关于低位河流沉积属性的讨论），尤其是在下切谷中，识别最大海退面的非海相剖面可能需要深一步的研究，而不仅仅是对河型的研究。在最大海退面发育在曲流河沉积（低位正常海退在下，海侵在上）的部位，最低地层的沉积结构、与潮汐影响有关的化石及遗迹化石可能提供海侵开始的证据。这种情况下，要明确作出解释，仅测井与地震资料是不够的，还需要进行岩心和露头的详

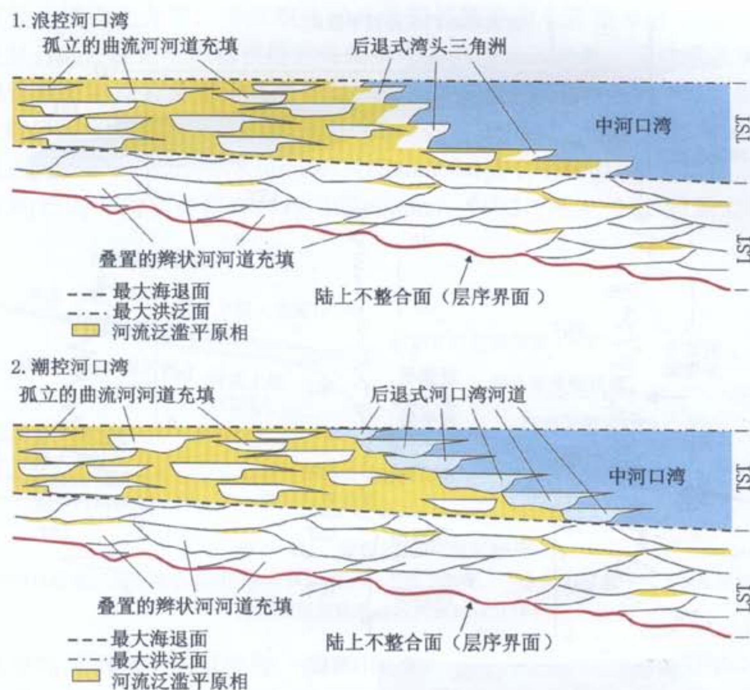


图 4-38　过浪控和潮控背景的河流—海湾序列倾向方向地层剖面
（据 Kerr 等，1999 修改）

低位体系域由具有大规模剥蚀地形的层序界面之上的叠置辫状河道充填相组成。海侵体系域由曲流河沉积（呈孤立的带状分布于泛滥平原相中）和对应海湾相组成。最大海退面可能可以在中海湾相底部追踪，内陆可以沿辫状河与曲流河体系接触面追踪。海湾与河流相的接触面超过了海侵开始时海湾向陆范围，变得具有高穿时性（海侵体系域内的趋势内相接触），并可以在后退式湾头三角洲底部（浪控背景）或后退式海湾河道底部（潮控背景）追踪

细分析研究。

根据河流上超于下伏低位正常海退沉积、并形成向上游变薄的楔状体的普遍趋势，最大海退面的非海相部分可能也上超于陆上不整合面。最大海退面向陆终止的位置取决于盆地的地理条件（地形坡度）、低位正常海退持续时间和低位正常海退期的河流加积速率。

最大海退面被称为海侵面（*transgressive surface*）（Posamentier 和 Vail，1988）、低位顶面（*top of lowstand surface*）（Vail 等，1991）、初始海侵面（*initial transgressive surface*）（Nummedal 等，1993）、整合海侵面（*conformable transgressive surface*）（Embry，1995）和最大前积面（*maximum progradation surface*）（Emery 和 Myers，1996）。最大海退面沿受沉积物搬运速率影响的倾向方向是低穿时的（Catuneanu，2002；图 4-9）；走向上，由于沉降速率与沉积速率的变化，穿时率可能有显著增加（Catuneanu 等，1998b）。最大海退面及其他所有地层界面的时间属性详见第七章。

六、最大洪泛面

最大洪泛面（Frazier，1974；Posamentier 等，1988；Van Wagoner 等，1988；Galloway，

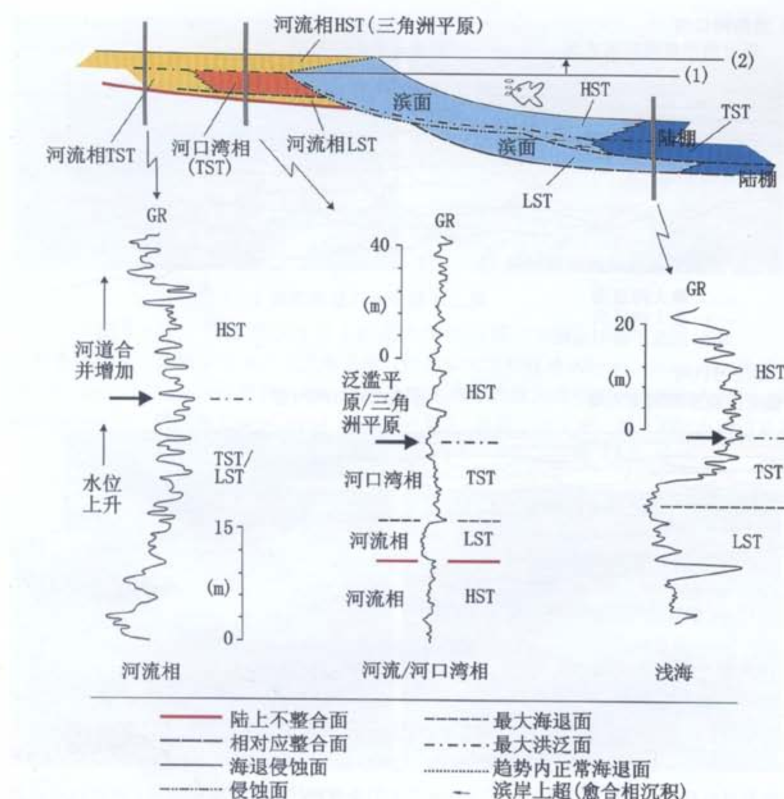


图 4-39　最大洪泛面（箭头所指）测井响应（据 Catuneanu,2002,2003 修改）

最大洪泛面判别特征见图 4-9 的总结。测井实例来自西加拿大沉积盆地 Wapiti 组（左、中）及 Embry 和 Catuneanu（2001）（右）。GR—自然伽马曲线；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域

1989）也是根据海侵—海退曲线来定义，标志着滨线海侵的结束（图 4-5、图 4-6），分隔下伏退积地层和上覆前积（高位正常海退）地层（图 4-9、图 4-39）。存在上覆前积地层识别出的最大洪泛面为地震下超面（图 4-40）。退积叠加样式向上覆前积叠加样式的转换

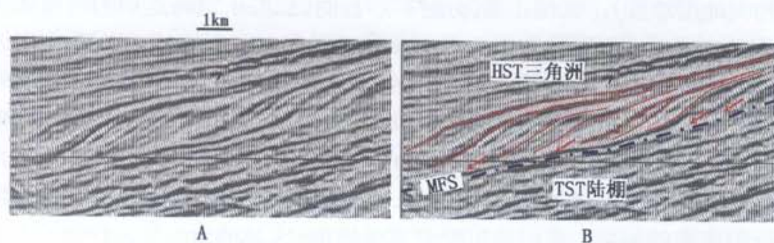


图 4-40　滨岸—浅海背景下的最大洪泛面地震响应（据 Brown 等，1995 修改）

A—未解释的地震测线；B—解释的地震测线。最大洪泛面上覆于海侵陆棚相之上，被高位（正常海退）三角洲下超。因此，最大洪泛面也被称为“下超面”

发生在滨线处基准面上升期，当沉积速率开始超过基准面上升速率时（图 4–5）。最大洪泛面通常是整合的，缺乏沉积物供给的外陆架和上陆坡地区除外，这些地区水深快速增加造成的不稳定性可能导致海底暴露遭受侵蚀（Galloway，1989；图 4–41）。最大洪泛面也被称为最大海侵面（maximum transgressive surface）（Helland– Hansen 和 Martinsen，1996）或最终海侵面（final transgressive surface）（Nummedal 等，1993）。最大洪泛面沿影响沉积物搬运速率的倾向方向具有低穿时性（Catuneanu，2002；图 4–9）。同最大海退面一样，

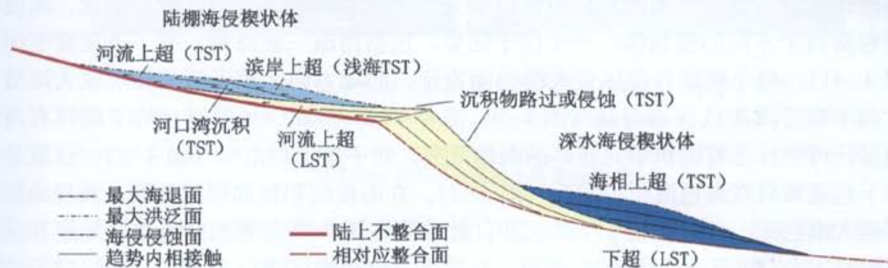


图 4–41　海侵地层的地层响应

海退体系域可能由两个不同的楔状体组成。一个位于陆架，一个位于深水环境，在陆架边缘附近被沉积物路过区或剥蚀区分隔

由于沉降速率与沉积速率的可变性，最大洪泛面的穿时率可能沿走向方向大大增加（Catuneanu 等，1998b）。

由于最大洪泛面处于滨线到达最大向陆位置时形成的区域性凝缩段的核心，它可以通过地层序列的细分来论证，特别是在海相—滨岸平原地层中（Galloway，1989；Posamentier 和 Allen，1999）。凝缩段由极少陆源物质向陆棚和深水环境供给期间形成的半远洋—远洋细粒沉积组成，较易识别，并与各种资料都有响应。凝缩段岩性均一，在地震测线上表现为较明显的带；由于有机质和放射性元素快速集中，凝缩段在测井上易表现为高伽马响应。然而，必须注意：通常所说的凝缩段和富有机质沉积的对应关系也有例外，这是由于有机质的沉积与保存可能只反映限制底水循环阶段，且（或）为海陆交互相碳质泥岩的堆积，在时间上可能与最大滨线海侵并不一致（Posamentier 和 Allen，1999）。同时，与最大洪泛期伴生的凝缩段可能含海绿石和（或）菱铁矿或其他碳酸盐或生物化学沉淀（图 4–42），表现出相应测井图形（log motifs）的广泛分布（Posamentier 和 Allen，1999）。因此，为了进行更可靠的解释，必须将测井与其他有效数据，以及区域地层叠加样式的研究结合起来进行分析。以下可以作为一项通则：“凝缩段和最大洪泛面的识



图 4–42　滨岸地层中的煤线（厚 1m），上覆 50cm 厚的石灰岩层（照片来自 M.R. Gibling；新斯科细亚省 Sydney 盆地宾夕法尼亚系 Sydney Mines 组）

海侵体系域内的煤线，石灰岩层（箭头所指）记录了受限于碎屑物供给的最大洪泛面位置，被高位体系域上覆

别应以时间层收敛的识别为基础，而不是放射性程度。测井对比标志收敛、地震反射收敛或地层收敛可用于识别时间层的收敛。”（Posamentier 和 Allen，1999）。

最大洪泛面被加积和前积高位正常海退沉积所覆盖，保存下来的可能很大，根据地层叠加样式分析，可以在沉积盆地的所有沉积背景下，自滨线向海方向和向陆方向均可以识别（图 4–9）。广泛分布、连续细粒沉积及盆地低能体系等特征使“最大洪泛面”在很多情况下比陆上不整合面更易于识别，在盆地范围内作为地层标志进行对比时也更为有效。然而，海侵体系域向盆地范围的延伸可能因陆架边缘缺乏海侵沉积而受阻。因此，海侵体系域通常包括两个不同的楔状体，一个位于陆架，包括河流—浅海相；另一个发育于深水环境（图 4–41）。每个楔状体都以最大洪泛面为顶，向陆方向上超于河流地层或大陆坡，向盆地方向下超于浅海或深海海底（图 4–9、图 4–41）。然而，地层终止的下超仅在海侵背景下明显，可能标志着沉积单元底部的剥蚀范围，而不是沉积范围（图 4–2），这就是为什么沉积下超通常只在海退沉积中发育（图 4–3）。在海侵沉积物加积的地区，海侵地层不会终止于最大洪泛面，而是披覆于下伏沉积。此原则在图 4–9 所列的所有整合地层界面都适用，即地层不会终止于年轻的整合界面。在缺乏海侵相的区域，最大洪泛面削蚀下伏海退沉积（图 4–9）。

海相序列中，最大洪泛面位于向上变细（海侵）沉积的顶部。这一趋势在深水和浅水背景下均适用，深水地层中，最大洪泛面位于向下减弱（waning–down）的重力流沉积顶部（高位远洋沉积底部——详见下一章）。自滨线向海方向，陆棚海侵沉积可能压缩为凝缩段，甚至消失。在后一种情况下，最大洪泛面被最大海退面叠覆改造。图 4–43 提供了海侵沉积存在的实例，序列是整合的，最大洪泛面位于向上变细（海侵）序列的顶部。由于缺乏岩性对比，最大洪泛面不易在露头或岩心中识别，需进行薄片结构分析来准确识别；但在对粒度变化敏感性测井上较易识别。在碎屑供给受限的条件下，最大洪泛面也可以以碳酸盐相的凝缩段为标志（图 4–42）。在海侵沉积缺失的位置，最大洪泛面被最大海退面冲刷和替代，最大洪泛面可通过岩性对比识别，分隔了两组向上变粗的序列（图 4–44）。

在有海侵沉积发育、序列整合的地区，向上变细退积海相地层的顶并不一定与最深水的顶一致，尤其是在滨外环境，最深水的顶通常被记录在上覆海退（高位）沉积中（详见第七章）。与最大海退面一样，这就是为什么观测到的粒度变化（向上变粗或变细）关系比推测的水深变化关系（向上变浅或变深）更能反映问题的实质。

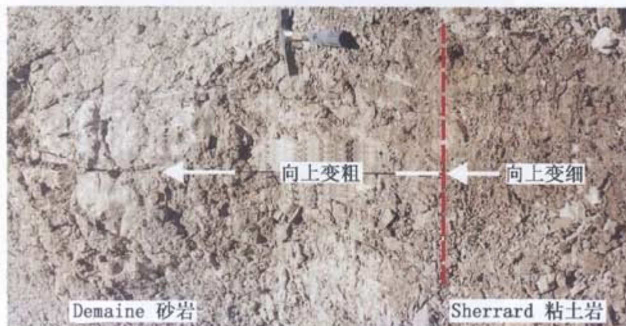


图 4–43 整合浅海序列中的最大洪泛面

位于陆棚和上覆滨面相转换带的底部，序列向左逐渐年轻。垂向虚线标注了细粒沉积的顶（退积序列的顶）。由于缺乏岩性对比，此整合面很难识别，需要进行薄片的结构分析来准确识别。西加拿大沉积盆地 Saskatchewan 省，Sherrard 段和 Demaine 段（晚坎佩尼阶 Bearpaw 组）

海相序列中最大洪泛面的遗迹化石标志不确定，这取决于在最大海侵时影响海底的主要同沉积作用（即沉积物加积、过路、剥蚀和（或）岩化



A B

图 4-44　改造下伏最大海退面的最大洪泛面（冲刷的）的露头实例
缺失海侵相。A—西加拿大沉积盆地 Alberta 省 Castor 地区 Young Creek 段（下马斯特里赫特统 Bearpaw 组）；B—含 *Glossifungites* 遗迹相的厚土层，长期欠补偿沉积的结果（Jasper 国家公园 Talbot 湖地区密西西比系 Shunda 组）

作用）。由于海侵期沉积物向海洋环境的供给降低，最大洪泛面常与反映海底固结程度的固底或硬底伴生（图 4-44B），而在沉积速率大到可以保持海底未固结的地方也可以形成软底（图 4-43）(Pemberton 和 MacEachern，1995；Savrda，1995；Ghibaudo 等，1996)。Ghibaudo 等（1996）提供了最大洪泛面被固底取代的研究实例，固底的潜穴中充填了海绿石砂。这种地层接触（"缺失"界面）被解释为在很低的沉积速率或无沉积作用期，缺乏碎屑物注入，使海绿石聚集，海底潜穴发育，并增加了底质的粘结性（Ghibaudo 等，1996)。此例中，固底与海底水体中氧含量降低伴生有植物碎片保存和 *Phycosiphon incertum* 和 *Planolites* 遗迹为证（Ghibaudo 等，1996）。海侵期相带向陆迁移也被固底—软底的遗迹相证实，固底中为 *Cruziana* 相（下），软底中为 *Zoophycos* 相（上）(Ghibaudo 等，1996)。尽管最大洪泛面与遗迹化石群不一定有效统一，尤其是在浅海背景的远源地区，水体可能在最大海侵时处于氧化环境，但 *Zoophycos* 相与缺氧地层是一致的（Pemberton 和 MacEachern，1995；Ghibaudo 等，1996)。另一方面，Siggerud 和 Steel（1999）提供的在连续海底加积时形成的最大洪泛面研究实例，并未形成固底或软底。此例中，推测最大洪泛面位于遗迹相变化的底，与最上面的生物扰动标志相一致。最大洪泛面软土中生物扰动的增加，不一定伴有过整合地层接触的遗迹相任何突变，而是与向海洋环境的沉积物供给规模（和对应的海底加积速率）相关，沉积物供给量在最大海侵期最低。该例与所有整合的浅海序列类似，沉积物供给（与推测水深变化相反）是控制观测的粒度变化模式、沉积速率和生物扰动程度的主要因素。除软底、固底和硬底外，最大洪泛面也可以被木质底所替代，尤其是在海泛造成森林滨岸平原泛滥的滨岸地区（Savrda，1995)。木质底通常发育在海侵期形成的所有洪泛面之上，并在海侵体系域内被保存下来，因此只有海侵序列中最年轻的木质底指示最大洪泛面的位置。因此，在不同环境下，所有底质控制的遗迹相都可能与最大洪泛面有关（图 4-9)，尽管软底在整合海相序列中以生物扰动标志增加和遗迹相发生变化为特征，仍不能排除这种可能（Savrda，1995；Siggerud 和 Steel，1999)。

在滨岸地层中，最大洪泛面位于最年轻河口湾的顶部，标志着随后三角洲平原沉积的转向（图 4-6、图 4-38、图 4-39)。Shanley 等（1992）给出了自滨线向陆方向，盆地河流相部分的最大洪泛面识别标准，主要是依据潮汐作用对河流相砂岩影响。可能指示潮汐

影响的河流相地层中沉积结构和生物成因结构包括：S形层理（Sigmoidal bedding）、成对的泥岩/粉砂岩披盖（paired mud/silt drapes）、波状和透镜状层理、收缩裂缝、多重复活面（multiple reactivation surfaces）、倾斜异类岩性地层（inclined heterolithic strata）、复杂的复合交错层理、双向交错层和包括*Teredolites*，*Arenicolites*和*Skolithos*的遗迹相（Shanley等，1992）。潮汐对河流相地层的影响通常可延伸至同期滨线外数十公里的内陆（Shanley等，1992），受河流卸载、潮汐范围变化及潮流反向的影响，甚至可达130km（Allen和Posamentier，1993），甚或达到河口200km以外的内陆（Miall，1977）。更远的上游，最大洪泛面与水体相对地面的最高面一致（图4-39），假设低沉积物注人，且气候条件适当，这种情况可能为盆地范围内泥炭的堆积提供很好的条件。因此，最大洪泛面的位置可以通过区域分布的煤线来加以识别（Hamilton和Tadros，1994；Tibert和Gibling，1999）。假设与最高水位条件一致，最大洪泛面可能发育在冲积平原和（或）湖相沉积中，当可容纳空间与沉积作用的平衡再次向后者迁移时，最大洪泛面之上可能发育决口三角洲和湖相三角洲的前积。

河流序列中最大洪泛面的位置也可以通过河流能量的突然增加来加以识别，当河湾结束引发河口向海方向快速迁移（Shanley等，1992；图4-45）时，河型从曲流河向上覆辫状河体系转换，图4-6中粒度范围指示过最大洪泛面河型的变化。注意，这种情况只反映一

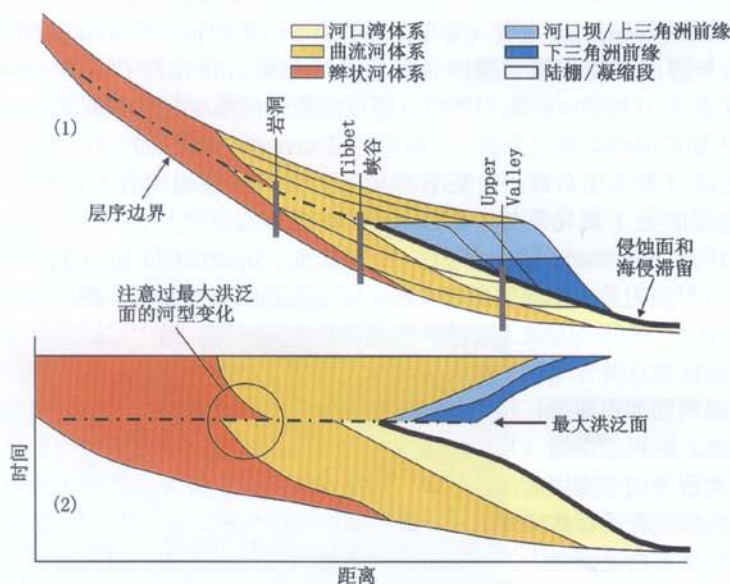


图4-45　河流—浅海沉积序列的倾向方向地层剖面（1）与年代地层（Wheeler）（2）（据Shanley等,1992修改）

南尤他州上白垩统序列的研究表明海湾生命结束（海侵结束）与河型向上游的突变伴生，因此为最大洪泛面在非海相部分的识别提供了依据。辫状河与曲流河相的边界向陆方向随时间迁移说明各体系域的河流相部分的向上变细趋势。图4-6也说明了这一趋势（最大洪泛面上相迁移的边界），在其他的研究中也发现了这一趋势（如Catuneanu和Elango，2001）

种特殊背景，可能不足以成为普遍规律。依据差异沉降模式和各盆地沉积物供给的不同，河型也可能发生其他变化。作为普遍规律，海侵期及随后的高位正常海退期的连续滨岸加积使河流均衡剖面坡度逐渐降低。因此，如没有构造作用和差异沉降作用的影响，河流能量随时间降低。无论河流能量和过最大洪泛面的河型如何变化，最大洪泛面之上的河流沉积记录了潮汐结构的突然降低，基准面上升结束后，可容纳空间降低，河道叠置程度的逐渐增加（图 4–39；Wright 和 Marriott，1993；Shanley 和 McCabe，1993；Emery 和 Myers，1996）。大多河流序列的流动模式都承认沉积结构和河流构型要素比的这些变化，而未说明过最大洪泛面河型的转换。

七、海侵侵蚀面

海侵侵蚀面是在滨线向陆迁移时，被潮汐和（或）波浪冲刷切割形成的面。大多数情况下，两种（潮成和浪成）海侵侵蚀面被海侵滨面沉积叠加和上超（滨岸上超）。这种叠加的海侵冲刷面通常在开阔滨面地层中形成，在所有退积相都被保存下来的地方，分隔退积式（海侵）海滩沉积与上覆海侵滨面地层。根据海侵期沟蚀冲刷的规模，海滩和下伏河流海侵相带可能无法保存下来，此时海侵侵蚀面可能削蚀更老的正常海退（低位甚或高位）地层。因此，海侵侵蚀面之下可能发现的相带是可变的，从河流相到滨岸相，或者浅海相，

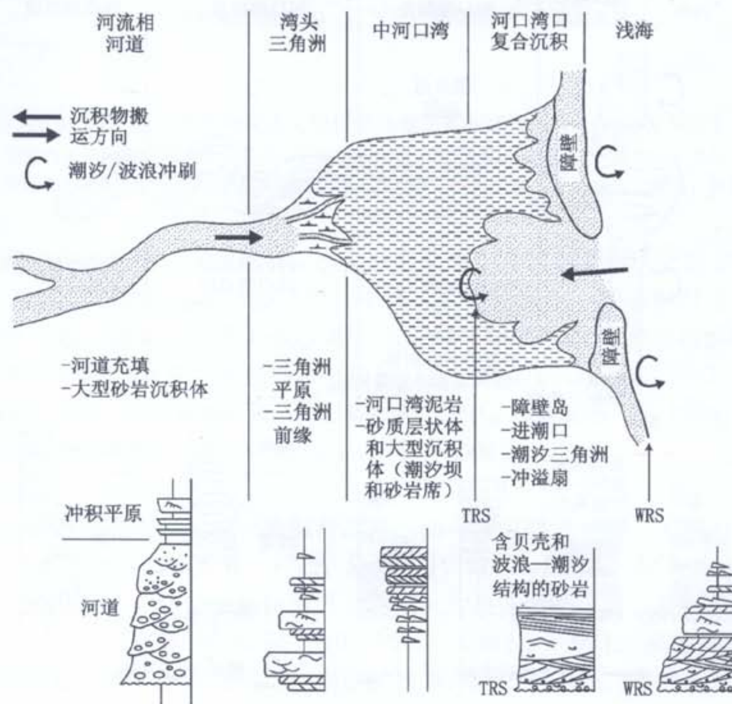


图 4–46　浪控海湾地层中的潮蚀面和浪蚀面（据 Dalrymple 等，1992；Reinson，1992；Zaitlin 等，1994；Shanmugam 等，2000 修改）

海侵期，潮蚀面和浪蚀面向陆方向相带退积，分别削蚀中海湾和湾口复合相。

TRS—潮蚀面；WRS—浪蚀面

都有可能，但海侵侵蚀面之上的相带总是浅海相（图4-9）。

在海侵河口湾地层中，波浪或潮汐为主的海侵侵蚀面可能作为分隔河口湾口复合体砂质沉积的不同冲刷接触面被保存下来（图4-46、图4-47）。因此，潮蚀面发育在中河口湾泥岩（没有河口湾沉积保存下来的地方可能是更老的其他相带）之上，河口湾口复合体之下（图4-9）。同时期的浪蚀面发育于河口湾口复合体之上，海侵浅海沉积之下。这种模式是基于河口湾口复合体的加积速率大于其后的浪蚀速率的假设，若非如此，浪蚀面会被潮蚀面改造，使两种接触关系叠置。在河口湾口复合体被保存在岩石记录中的地方，与潮蚀面相比，浪蚀面总是可以在更浅的地层垂直剖面截取，这是由于海侵期相带的退积式迁移所致（如Allen和Posamentier，1993的研究实例）。

海侵侵蚀面为底质控制的遗迹相的形成提供了最有利的条件，因为海侵侵蚀面是被边缘海—浅海相带所冲刷和上覆的沉积暂停面（omission surface）。根据潮汐和（或）波浪的冲刷规模，以及易受侵蚀的相带性质，海侵侵蚀面可以以固底（*Glossifungites*遗迹相，图2-25、图2-26）、硬底（*Trypanites*遗迹相，图2-27）或木质底（*Teredolites*遗迹相，图2-28）为标志。这些底质的集群现象受滨线海侵速率的影响，发生在较短的时间间

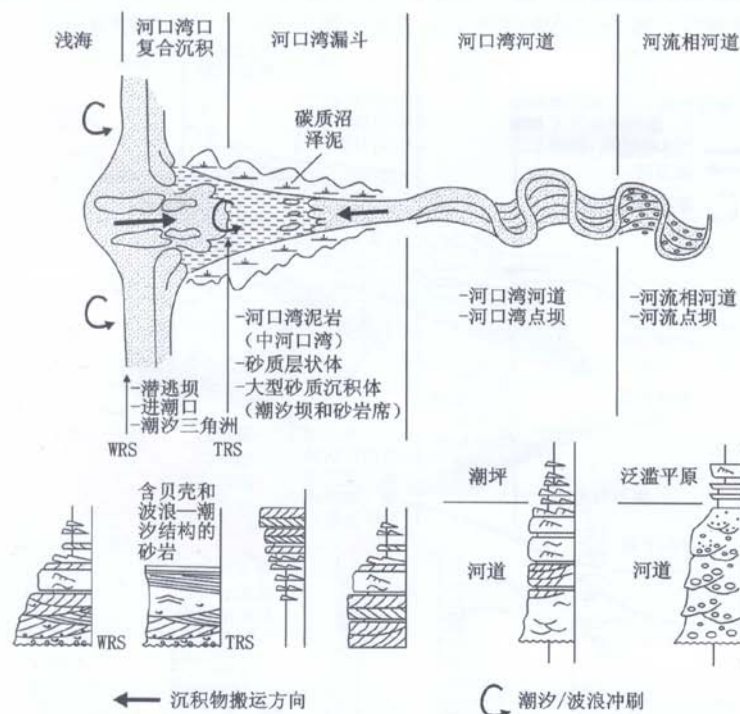


图4-47 潮控海湾地层中潮蚀面和浪蚀面（据Allen，1991；Dalrymple等，1992；Allen和Posamentier，1993；Shanmugam等，2000修改）

海侵期，潮蚀面和浪蚀面向陆方向相带退积，分别削蚀中海湾和湾口复合相。

TRS—潮蚀面；WRS—浪蚀面

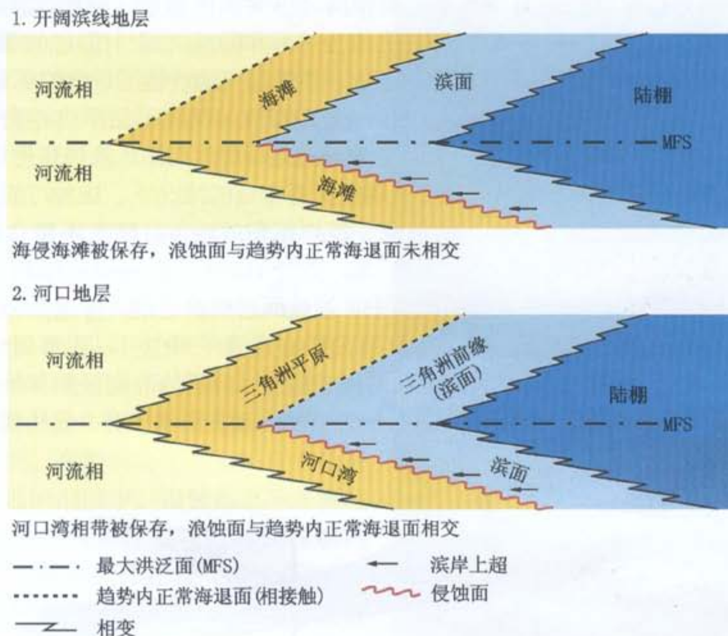


图 4-48 最大滨线海侵点上的相带与地层界面结构（Catuneanu，2002）
趋势内正常海退面随海滨线类型在开阔滨线和河口地层间变化而变化，浪蚀面总是位于海侵滨面相的底，最大洪泛面分隔退积式或上覆前积式几何体。在海侵体系域内，滨面砂岩与上覆陆棚页岩间的相接触为趋势内洪泛面

隔内，可能是在沟蚀面被切割时形成，也可以在沟蚀面被切割之后马上形成（MacEachern 等，1992）。底质控制的遗迹相形成之后，向陆迁移的边缘海—浅海相带逐渐上超于海侵侵蚀面（滨岸上超：图 4-2、图 4-9）。有大量记录了海侵侵蚀面遗迹相的研究实例公开发表，其中既包括现代地层，也包括古老序列（如：MacEachern 等，1992，1999；Taylor 和 Gawthorpe，1993；Pemberton 和 MacEachern，1995；Ghibaudo 等，1996；Krawinkel 和 Seyfried，1996；Pemberton 等，2001；Gingras 等，2004）。

1. 浪蚀面

浪蚀面是在滨线海侵过程中，为保持滨面剖面与波浪能量平衡，上滨面被波浪冲刷形成的面（Bruun，1962；Swift 等，1972；Swift，1975；Dominguez 和 Wanless，1991；图 3-20 中的波浪冲刷面）。该侵蚀面作为风力和相关波浪能量的函数，在各滨岸地区可能剥蚀掉 10 ~ 20m 的底质（Demarest 和 Kraft，1987；Abbott，1998）。在特殊情况下，波浪能量极大的滨岸地层中，被沟蚀作用冲刷掉的物质厚度可达 40m，有记录显示沿新泽西州 Canterbury 平原就是如此（Leckie，1994）。相反，在海侵面被各种成土作用硬化的地方，海侵浪蚀面的侵蚀量可能很小（图 4-14）。浪蚀面在相带退积迁移时被海侵（向上变细的）滨面沉积上超（滨岸上超），并且可能被任何类型的沉积体系所覆盖（河流、滨岸或海相）。浪蚀面与滨线海侵速率有关，是高穿时的（图 4-9）。

在整个序列得以保存的垂直剖面中，浪蚀面之下为滨岸地层（开阔滨线退积式滨面和后滨相，或者河口湾地层的河口湾相），之上为滨面和陆棚沉积（图 4-6、图 4-48、图 4-49）。在海侵滨岸和河流沉积未被保存的地方，浪蚀面可能改造下伏低位正常海退地层，甚至改造陆上不整合面（Embry，1995；图 4-49），浪蚀面变成了层序边界的一部分。浪蚀面替代陆上不整合面的可能性取决于低位正常海退地层厚度与随后浪蚀作用规模的平衡，在低位正常海退期很短，且（或）低位海退期加积速率低的情况下，这种可能性更大。在低位正常海退期形成厚层（> 20m）的河流—滨岸沉积的地方，陆上不整合面得以保存（图 4-34）。

在海侵开始时滨线位置向陆方向的剖面中，浪蚀面通常改造最大海退面和下伏低位海滩沉积、滨岸平原或三角洲平原地层，因此在完整的浅海序列中可以观察到（图 4-49）。在这种情况下，要区分浪蚀面与最大海退面的海相部分（分别为冲刷接触和整合接触，都分隔向上变粗地层与上覆向上变细地层，图 4-9、图 4-32、图 4-49），仅从测井角度进行

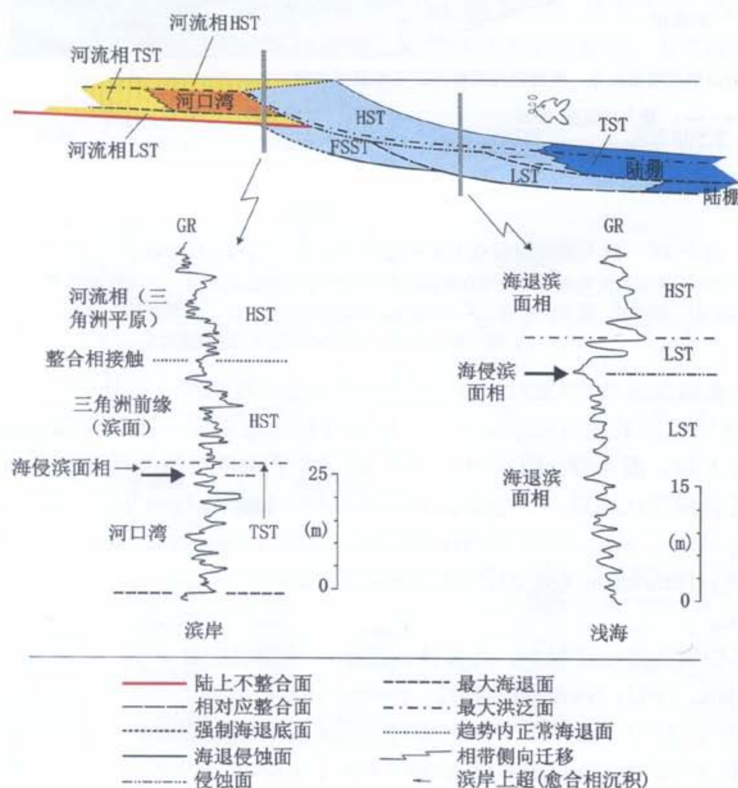


图 4-49 海侵浪蚀面测井响应（箭头所指，据 Catuneanu，2003 修改）

海侵浪蚀面的判别标志见图 4-9 所总结。注：若井位于相对海侵开始时滨线位置的向陆方向上，则在完整的浅海序列中，海侵浪蚀面可能替代最大海退面。测井实例来自 Bearpaw 组（左）及 Embry 和 Catuneanu（2001）（右）。GR—自然伽马曲线；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；FSST—下降期体系域；HST—高位体系域

研究可能很难（图4-32和图4-49测井对比），需要其他信息（如岩心资料）来精确识别浪蚀面，以描述其冲刷性质（图2-26）。根据其形成模式，浪蚀面通常以海侵滞留沉积富集为特征，这从露头或岩心上很容易观测到（图4-50）。在发育于整合海相序列的地区，通常通过固底（*Glossifungites* 遗迹相；MacEachern 等，1992）或硬底（*Trypanites* 遗迹相；如Krawinkel和Seyfried，1996的研究实例，浪蚀面是含 *Gastrochaenolites* 钻孔和海侵滞留的浪蚀台，切割海退滨面沉积并被上海侵滨面沉积覆盖）来识别浪蚀面。在距离海侵开始时滨线位置向陆方向更远的剖面中，浪蚀面之下非海相沉积保存下来的可能性很高，海侵冲刷的结果通常是切割顶部有固底（*Glossifungites* 遗迹相）或硬底（*Trypanites* 遗迹相）的含根系非海相相带（MacEachern 等，1992；Pemberton 等，2001）。非海相序列中含有易被海侵波浪冲刷的煤线，由于煤的弹性，可能降低下切的规模，其结果是很多浪蚀面直接位于木质煤的顶部（图4-51）。

“浪蚀面”这一术语由Swift（1975）引入；其同义词包括海退侵蚀面（Posamentier和Vail，1988）、滨面沟蚀面（Embry，1995）和海侵侵蚀面（Galloway，2001）。图4-51为沟蚀面实例，该面分隔了含煤河流泛滥平原地层与上覆海侵滨面相带。此例中，波浪冲蚀后没有滨岸沉积保存下来，河流相沉积是海侵性质的（图4-6中的河流海侵相），这种特殊的浪蚀面发育在海侵体系中，并非体系域或层序边界的一部分。

2. 潮蚀面

潮蚀面是滨线海侵期滨岸环境下的潮汐冲刷切割面。根据滨岸沉积性质和潮汐侵蚀的规模，潮蚀面可以通过固底（图2-25）、硬底（图2-27）或木质底（图2-28）来识别。这些冲刷面的形成可以沿现今海侵海滨线（图2-25B、图2-27B、图2-28）观察到，或者在经过海侵浪蚀作用后，潮道充填被保存

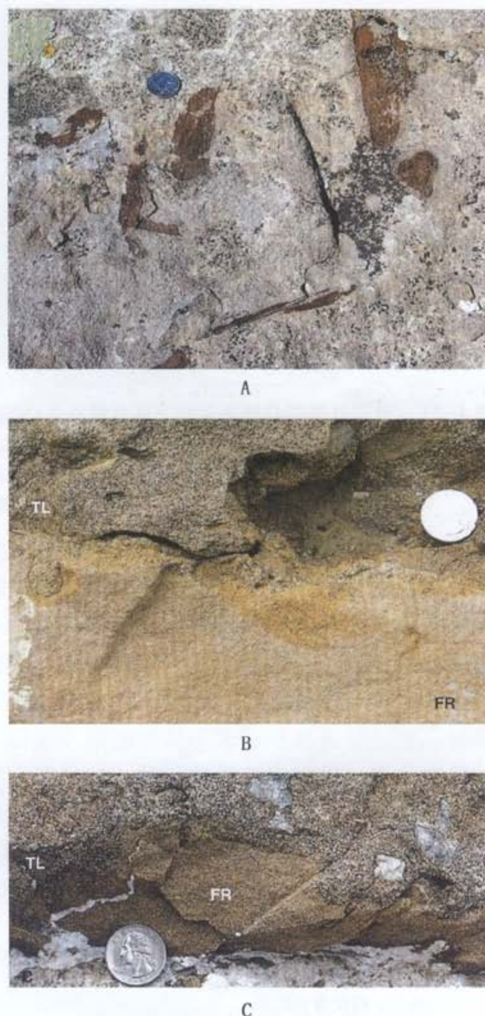


图4-50 与浪蚀面有关的海侵滞留沉积露头实例

A—浪蚀面俯视图，有海侵滞留沉积存在（植物碎片）。此例中，浪蚀面位于向上变粗的滨面沉积（准层序）顶部，被海侵页岩（图中未显示）所上覆。这种自砂岩到页岩的岩性突变接触使浪蚀面成为“洪泛面”（尤他州，上白垩统 Blackhawk 组）；B、C—伴有海侵滞留沉积（‘TL’—含贝壳碎屑的粗砂岩）的浪蚀面，浪蚀面位于强制海退三角洲前缘沉积的顶部被海退海相页岩（图中未显示）所上覆。此浪蚀面也适合于“洪泛面”的定义，在这种情况下，也是层序边界的一部分（尤他州 Gentle Wash 峡谷，坎佩尼阶 Panther Tongue 组）



图 4-51　分隔牡蛎类介壳灰岩和下伏含煤河流相的浪蚀面
含煤河流相被解释为海侵成因，因此这部分浪蚀面发育在海侵体系域内，不是体系域或层序的界面。南加拿大沉积盆地南 Alberta，Dinosaur Park 组（Belly river 群）与 Bearpaw 组接触

下来的岩石记录中观测到（图 2-25A、图 2-27A）。尽管滨线是控制潮蚀面作为清晰地层接触在地层记录中保存下来的关键因素，潮汐对下伏海侵或正常海退（低位甚或高位）地层的改造作用在开阔滨线环境和河口环境也很重要。在开阔滨线环境中，潮间带—滨岸平原地区在潮汐改造后，当滨线在海侵期向陆迁移时，在上滨面发生波浪侵蚀。因此，潮蚀面通常在形成后不久就被向陆方向延伸的浪蚀面所替代，这就是为什么浪蚀面通常是大多数研究推测的海侵侵蚀面仅有的类型。

在海侵期河口环境下，由于河口湾口复合体的加积速率大于随后浪蚀作用的侵蚀速率，潮蚀面作为明显的地层接触保存下来的可能性很高（图 4-46、图 4-47），此时，两种海侵侵蚀面被河口湾口复合体的砂质沉积所分隔（图 4-52）。在大多数河口湾相带被保存下来的情况下，潮蚀面发育在中河口湾泥岩与上覆湾口砂岩之间的接触面上（Allen 和 Posamentier，1993；图 4-52）。下伏中河口湾泥岩沉积的保存取决于当所有亚环境向陆迁移时，中河口湾加积速率与随后的潮汐侵蚀速率的平衡。而这两种相反的作用，沉积作用与侵蚀作用，是很多变量的函数，包括沉积物供给、可容纳空间和潮汐范围等。高沉积物供给使各速率增加，而高潮汐范围增加了潮汐侵蚀的规模，从而抵消了沉积作用的影响。

文献显示，在包含下切谷充填的研究实例中通常就有潮蚀面，这些沉积通常是受潮汐影响在河口湾形成的。法国 Gironde 湾提供了潮汐和波浪共同影响的海岸环境的经典实

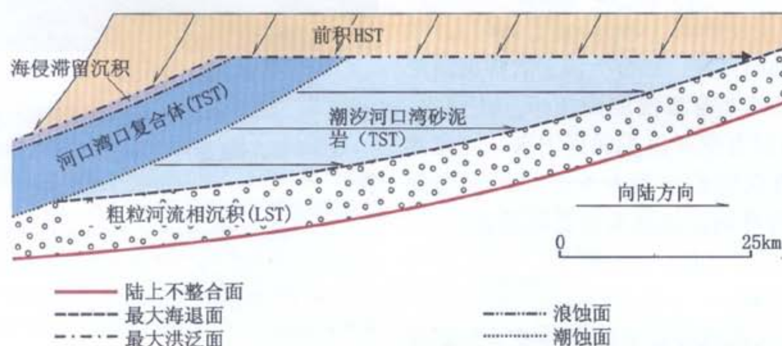


图 4-52　下切谷充填的地层模式，以 Gironde 海湾为依据（据 Allen 和 Posamentier，1993 修改）
注意层序地层界面间的空间关系，及其与各种下切谷充填相带之间的关系。此例提供了一种最完整的情况，基准面上升期形成的所有体系域都有下切谷充填的岩石记录



图 4-53 Muddy 组的下切谷充填（科罗拉多州，Ft. Collins）

高位陆棚沉积（Ft. Collins 段，下）与海侵海湾口复合体（Horsetooth 段，上）间为潮蚀面（箭头所指）（照片来自 H.W. Posamentier）。潮蚀面改造陆上不整合面，因此变成层序边界的一部分。此例中，经潮蚀作用冲刷后，既没有低位沉积，也没有中海湾（海侵）沉积被保存下来，海侵浪蚀面预计会改造海湾口复合体顶部

例，这里下切谷充填保存在包括低位河流相、海侵河口湾相和高位三角洲相在内的完整序列中（图 4-52；岩心照片见 Allen 和 Posamentier，1993 文章的图 6），提供了潮蚀面位于中河口湾与上河口湾湾口间接触面上的很好例子（Allen 和 Posamentier，1993）。在基准面开始上升后伴随快速海侵的海岸环境下，潮汐范围大且（或）可容纳空间降低，低位河流相沉积以及低能中河口湾相带可能不能在岩石记录中保存，此时，潮蚀面改造陆上不整合面和下伏高位相带，高位相带范围可能从河流相到浅海相（图 4-9、图 4-53、图 4-54）。无论下伏相带性质如何，潮蚀面的保存需要其顶部发育河口湾口复合体沉积（图 4-9）。与浪蚀面一样，潮蚀面也是高穿时的，其穿时率与滨线海侵速率相匹配。



图 4-54 高位陆棚沉积与上覆海侵海湾口砂岩间的潮蚀面测井响应（Alberta 省 Crystal 油田，科罗拉多群）

海湾口复合体形成下切谷充填，顶部发育浪蚀面。潮蚀面改造陆上不整合面，因此成为层序边界的一部分。GR—自然伽马测井；R—电阻率测井；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；WRS—浪蚀面；TRS—潮蚀面；SU—陆上不整合面；MFS—最大洪泛面

第四节 趋势内相接触面

除上述 7 种层序地层界面外，在各体系域内，也可能识别出强物理响应的相接触面。这些岩性不连续面可能是在海侵期或海退期，伴随环境能量与沉积物供给相应变化的沉积环境迁移而形成，是岩石地层学界面或异地层学界面。这些界面不是真正的层序地层界面，

因为它们不能作为体系域的边界。在层序地层学方法中，趋势内相接触面只有在层序地层格架建立起来以后才会研究。下面讨论趋势内相接触的几种重要类型。

一、趋势内正常海退面

趋势内正常海退面是正常海退期在主要滨岸砂岩顶部发育的整合相接触面图 4-9、图 4-55。其形成需要前积作用与加积作用同时发生，使高能潮间带顶部的低能潮上沉积物向潮间相带搬运。下伏粗粒为主的沉积可能被开阔滨线背景下的海滩砂或者河口背景下的三角洲前缘砂所替代（图 4-48），其上通常被以泛滥平原细粒沉积为主的冲积物覆盖。由于形成于海岸加积期，趋势内正常海退面不以任何底质控制的遗迹相为划分依据（图 4-9）。相反，这种相接触面可能与潮间带软底遗迹相，如 *Psilonichnus* 或 *Skolithos* 伴生（图 2-21）。此面有很强的特征响应（如砂岩向上覆泥岩的相突变；图 4-55），使其很容易在露头或地下剖面中识别出来，并且依据正常海退速率与持续时间，有可能大范围发育。尽管如此，趋势内正常海退面对于年代地层对比研究的价值并不高，这是因为它与滨线正常海退速率有关，是高穿时的（图 4-9）。

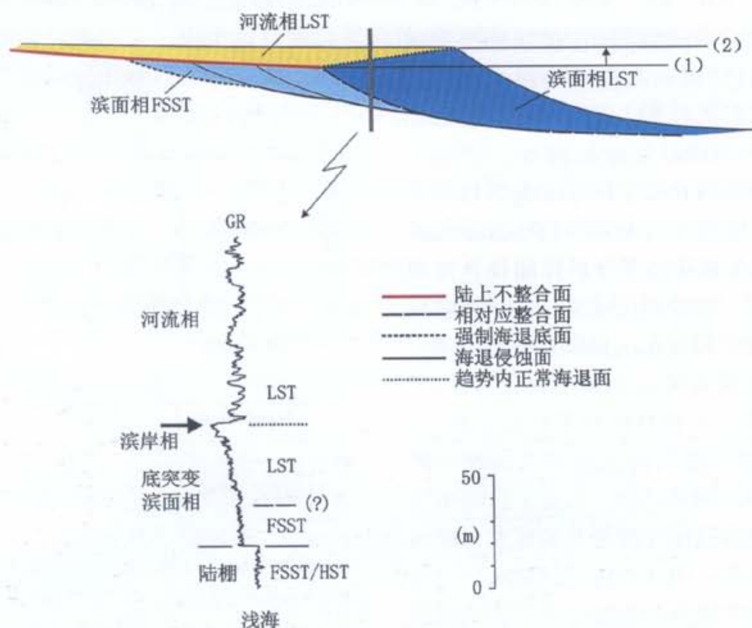


图 4-55　趋势内正常海退面的测井响应（箭头所指）

趋势内正常海退面的判别标志见图 4-9 的总结。测井实例来自西加拿大沉积盆地 Lea Park 组。
注：趋势内正常海退面既可能发育在经海侵沟蚀作用后保存下来的低位体系域中，也可能发育在经陆成剥蚀保存下来的高位体系域中。GR—自然伽马测井；LST—低位体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域

必须注意：要准确识别某相接触面为趋势内正常海退面，仅岩性对比（泥岩位于砂岩之上）是不够的，因为其他相接触面，如一些洪泛面，也有可能表现出相似的毗邻相。因此，除了岩性观察，还要研究其上下沉积的其他关键属性，包括沉积趋势、等深对比和同

沉积滨线迁移方向等。如尽管趋势内正常海退面和洪泛面表现出相似的岩性特征，前者形成于近滨区前积期，水体逐渐变浅，而后者形成于滨线海侵期，反映沿岸区水体加深。正如第三章所解释的一样，海退与水体变浅相伴生，海侵与水体变深相伴生，仅在滨线附近浅水环境附近是确实有效的，详细分析见第七章。

过下砂上泥、相带向海方向迁移的接触面的解释，即使排除洪泛面的解释，仅根据测井资料仍很难识别趋势内正常海退面，因其还可能与陆上不整合面混淆（如对比图 4–13、图 4–29 及图 4–55 中两种界面的测井响应）。因此，还需其他的岩心或附近露头证据来说明所研究的地层接触的性质（冲刷的或整合的）（图 4–9）。陆上不整合面削蚀下伏沉积，并与下超和河流上超伴生，而趋势内正常海退面是整合序列的一部分，在相邻地层、老地层和新地层中均没有地层终止的记录（图 4–9）。

趋势内正常海退面既可以在低位期形成，也可以在高位正常海退期形成。在高位正常海退情况下，趋势内正常海退面可能与海侵浪蚀面向陆的终止相交，也可能不相交，这取决于海岸地层的类型（图 4–48）。在低位正常海退地层中，趋势内正常海退面与陆上不整合面向盆地的终止相交（图 4–55）。图 3–36 和图 4–56 提供了趋势内正常海退面的现场实

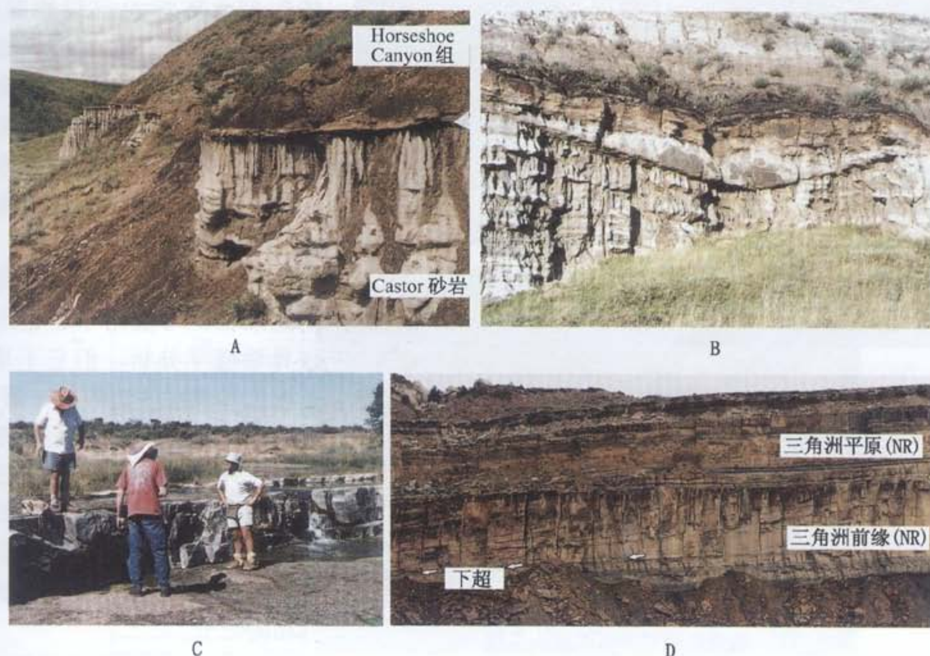


图 4–56 趋势内正常海退露头实例

A—趋势内正常海退面分隔滩砂与上覆含煤河流相地层。此相接触面是整合的，可能在相当大的地区内进行对比，但也是高穿时的，与滨线海退速率相匹配。Bearpaw 组最晚期的海退滨线砂岩与上覆 Horseshoe Canyon 组接触（西加拿大沉积盆地，Castor 地区，早马斯特里赫特阶）；B—照片 A 中冲刷趋势内正常海退面的分流河道；C—被上覆河流泛滥平原沉积侵蚀的趋势内正常海退面（前积海滨平原的顶部）（Karoo 盆地，上二叠统，Ecca 群与 Beaufort 群接触）；D—趋势内正常海退面（大箭头所指），位于三角洲前缘（三角洲前积层）和上覆含煤三角洲平原沉积（三角洲顶积层）间的整合相接触面。照片显示为河控，正常海退 Ferron 三角洲自右向左前积（尤他州上白垩统）。NR—正常海退

例。在低位体系域中，或在被陆相侵蚀的高位体系域中，趋势内正常海退面保存下来的可能性可能因随后的海侵侵蚀面而降低。即使在经过大规模侵蚀而保存下来的地方，趋势内正常海退面的局部也可能被海岸平原或三角洲平原环境下的分流河道冲刷（图 4-56B）。

除海岸地层之上定义的趋势内正常海退面外，其他不明显的相接触也可以在正常海退体系域中识别。值得注意的是，在浅水背景下，河口环境前三角洲（三角洲底积层）和上覆三角洲前缘（三角洲前积层）的相接触，和开阔滨线环境陆棚相与上覆前积滨面相接触，可能作为可填图的层面（突变接触）来识别，尽管这些沉积环境的过渡带通常趋于渐变的（图 3-36）。此渐变过渡带可能的原因通常是正常海退很慢，波浪作用有足够的时间将潮下带和深水环境的沉积物混合。在大多数情况下，这使得很难在正常海退体系域的三角洲前缘或潮下相底部准确识别出一个界面。这种情况常与本章下面讨论的强制海退中的情况形成对照。

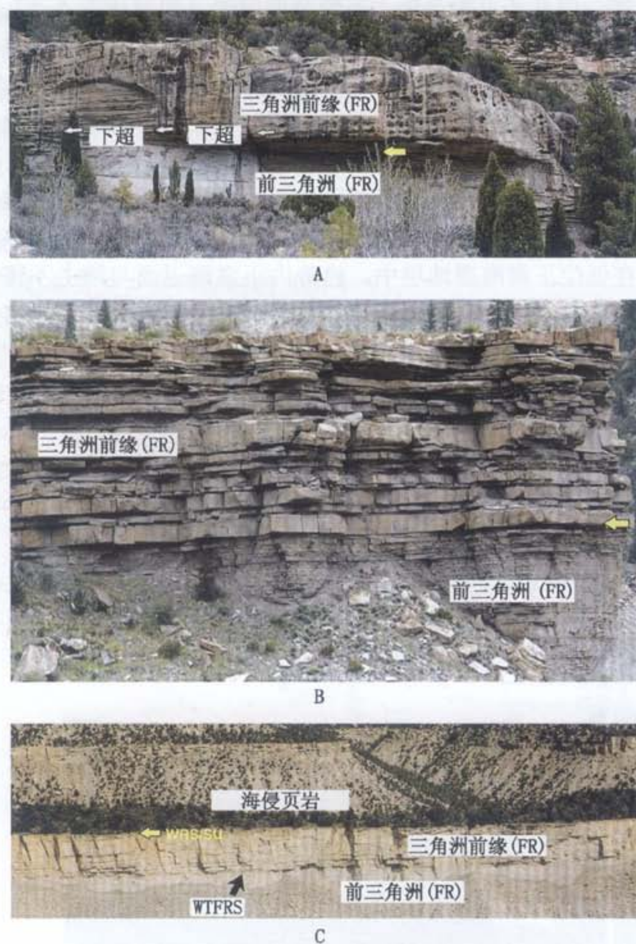


图 4-57　趋势内强制海退面露头实例

位于前三角洲（三角洲底积层）与上覆粗粒三角洲前缘沉积（三角洲前积层）间的整合相接触（尤他州上白垩统，河控强制海退型 Panther Tongue 三角洲），照片 A 中的人为比例尺。三角洲前缘序列可能厚达 20m，趋势内强制海退面仅形成于河控三角洲地层中，高穿时，向盆地方向变年轻。A—与重力流沉积（吉尔伯特型三角洲砂崩）有关的陡峭三角洲前缘斜坡体（约 27°）；B—低角度细粒（相对于 A）三角洲前缘斜坡体（约 10°）和重力流；C—强制海退三角洲序列全景图，顶部被海侵浪蚀面改造陆上不整合面的复合不整合面削蚀。FR—强制海退；WTFRS—趋势内强制海退面；WRS—浪蚀面；SU—陆上不整合面

趋势内正常海退面是岩性不连续面，可能用于岩性地层和异地层学分析，但它不是体系域边界或层序边界的一部分，因此，不是层序地层学界面（图 4-8）。然而，一旦主要层序地层格架通过层序地层界面的成图和对比建立起轮廓，它就可能用于充填层序和体系域内部相的细节。

二、趋势内强制海退面

趋势内强制海退面是在强制海退期河控三角洲前积前缘相带底部发育的整合相接触面（图 4-9、图 4-57）。在浪控地层和河口或滨线附近形成海退侵蚀面，而不会形成此类趋势

内相接触图 4–23。趋势内正常海退面在强制海退滨岸地层中不发育，强制海退滨岸地层缺失三角洲平原和河流相沉积，在岩石记录中被陆上不整合面替代（图 4–20 中的浪控地层，图 4–26 中的河控地层），这一点也值得注意。与所有趋势内相接触一样，趋势内强制海退面也以高穿时为特征，随滨线的强制海侵而向陆更为年轻（图 4–9）。

强制海退河控三角洲的前三角洲与上覆三角洲前缘的整合相接触面，比正常海退地层中相应的相接触面明显，这是因为强制海退相对较快，三角洲前缘与前三角洲的沉积物混合时间短。因此，趋势内强制海退较明显（明显的岩性接触面），较易在露头与地下资料中识别（图 4–57、图 4–58）。尽管趋势内强制海退面在远处明显，为前三角洲与三角洲前缘间的单一相接触面（图 4–57），但近距离详细分析显示，自前三角洲向上覆三角洲前缘的变化存在一个相对较窄的过渡相带，无法识别出单一岩性接触面作为趋势内强制海退面，事实上，趋势内强制海退面与几米厚的过渡相带对应（如图 4–58 测井中约 4 ~ 5m）。因此，尽管大范围定义趋势内强制海退面的岩性接触较明显（图 4–57），但浪控背景下的强制海退三角洲前缘沉积总是“底渐变”，而不是“底突变”的（图 3–27），这是由于序列是整合的（即没有海退侵蚀面），自前三角洲到三角洲前缘的相变尽管过渡得很快，在相对较窄的过渡带内还是渐变的（对比图 4–58 与图 4–29 中的测井资料，前者显示整合序列中的底渐变三角洲前缘沉积，后者显示在浪控背景下，强制海退期前积形成的强制海退滨面或三角洲前缘沉积底部的、更明显的、不整合相接触面）。与浪控背景下堆积的底突变三角洲前缘或滨面沉积相对应，上覆于强制海退面之上的底渐变三角洲前缘序列厚度可能大于晴天浪基面深度（假设陆相侵蚀和海侵沟蚀后仍能保存下来），因为河控背景下的前积三角洲前缘斜坡体的前端可以到达比晴天浪基面深度更远的位置（图 3–27、图 4–58）。

趋势内强制海退面可能代替强制海退底面（基准面开始下降时的海底——Posamentier 和 Allen 1999 提出的层序边界的整合部分），即使后者位于前者下伏细粒相之下

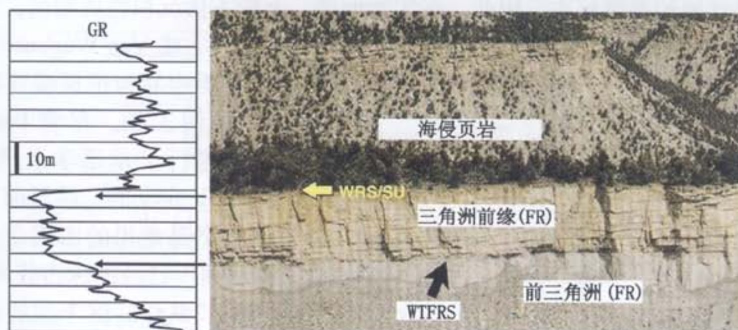


图 4–58　趋势内强制海退面测井响应（据 H.W. Posamentier 提供的图片修改）

露头照片显示河控强制海退型 Panther Tongue 三角洲（图 4–57 中的 C）。注：三角洲序列包括前三角洲—三角洲前缘过渡带都是整合的。三角洲前缘厚度有可能大于晴天浪基面深度，这是因为河控地层中的三角洲前缘斜坡体前积，其前端可以到达比晴天浪基面更远的深度。注意：趋势内强制海退面从远处看是一个独特的、很容易定义的相接触面（图 4–57 露头实例），但近看的话，前三角洲相与三角洲前缘相之间，无法识别出明显的岩性接触作为界面。事实上，趋势内强制海退面与可达几米厚的过渡相相对应。这样，河控强制海退型三角洲前缘相底部渐变（见图 3–27，此测井资料可与图 4–29 中测井进行对比）。GR—自然伽马测井；FR—强制海退；WTFRS—趋势内强制海退面，WRS—浪蚀面，SU—陆上不整合面

(Posamentier 和 Allen，1999)。这种近似在①强制海退速率高；②前积三角洲前缘之前的陆棚沉积速率低的情况下是允许的，这两个条件暗示趋势内强制海退面（上）和强制海退底面（下）在空间上很接近（分别为有具体响应和没具体响应），然而，由于滨线海退需要时间，两个面在盆地方向分开。

三、趋势内洪泛面

洪泛面被定义为“有水体加深的明显证据，分隔新地层与老地层的界面，这种水体加深通常伴有小规模的水下侵蚀或无沉积作用”（Van Wagoner，1995)。虽然在层序地层学中普遍应用，但“洪泛面”仍是最具争议的术语之一，因为它包含多种涵义。Posamentier 和 Allen（1999）讨论了以上定义的不明确性，他们强调洪泛面仅是海洋（湖泊）环境水深增加的结果，还是先前上升地形确实发生洪泛，这一点并不清楚。清楚的是通常以浅水地层中砂岩向上覆泥岩的相突变为特征的洪泛面，总是在滨线海侵期形成，其顶部被海相（或湖相）地层覆盖。然而，下伏沉积的性质具有争议，因为河流相、滨岸相及浅海相都有可能（图 4–9）。

从语义上来讲，用“洪泛”（flooding）作为适合以上各种情况的相邻相接触的类属词的作法，Posamentier 和 Allen（1999）提出了异议，他们提出“洪泛”应限定在水体溢流到干燥陆地的情况。这样的定义与常规意义上的“洪泛”一致，暗示下部地层在泛滥之前暴露地表。据此，为了避免语义上的混淆，Posamentier 和 Allen（1999）建议将 Van Wagoner（1995）定义的“洪泛面”替换为“水淹面”（drowning surface）来表示水体突然加深的地层接触。这样，洪泛面变成了水淹面的一种特殊情况——浅水相覆于非海相沉积之上。这种方法的现实问题是，要识别地层接触是 Posamentier 和 Allen（1999）所谓的“洪泛面”，就需要有海泛（或湖泛）之前的暴露证据。然而这些证据在岩石记录中可能保存下来，也可能保存不下来，这取决于海侵沟蚀作用强度，因为海侵沟蚀作用可能移走古土壤、根系遗迹或其他洪泛前的暴露标志。因此，在实际地表，无论下伏沉积性质如何，专属性更强的“水淹面”（或 Van Wagoner（1995）所谓的洪泛面）更容易与根据滨线海侵形成的指定相接触协同工作。尽管 Posamentier 和 Allen（1999）进行了术语学上的讨论，Van Wagoner（1995）定义的“洪泛面”仍是现代层序地层工作中最常用的术语之一，其部分原因是“洪泛面”已经深深占住其文献地位，尽管可能因为“洪泛”这个词的含义而产生误导。另外，“水淹”已经成为在碳酸盐岩层序地层学中普遍应用的“水淹不整合”概念的一部分（Schlager，1989)。

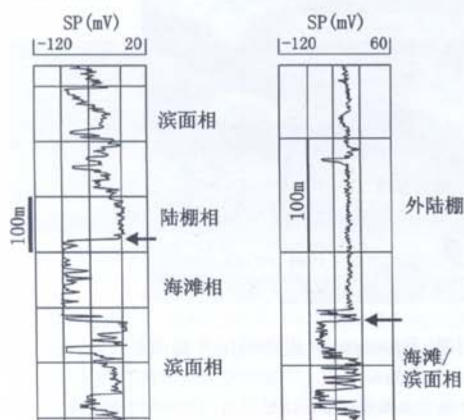


图 4–59 正常海退滨面—滩砂沉积与上覆陆棚泥岩接触的洪泛面（箭头所指）
洪泛面很可能被海侵浪蚀面所替代，洪泛面之上的海侵沉积可能很薄

洪泛面在沿岸—近滨浅海地层中最易观测，这里根据相关系确定水体加深的证据非常清楚（图 4–59）。开阔滨线背景下的典型洪泛面可能被海退序列或海滩 / 滨面沉积覆盖

(图 4–35E、图 4–60)。前一种情况下，海侵沉积一般缺失或很薄，洪泛面可能是除局部海侵滞留之外，代表海侵的仅有证据（Kamola 和 Van Wagoner，1995）。洪泛面在海岸平原和陆棚环境中有关对应面（Kamola 和 Van Wagoner，1995），可能分别位于冲积平原和深水地层中。然而，这种对应面在非海相或深水沉积中的识别意义不大，只可能增加混淆源，除非有火山灰等独特的可对比层（Posamentier 和 Allen，1999）。

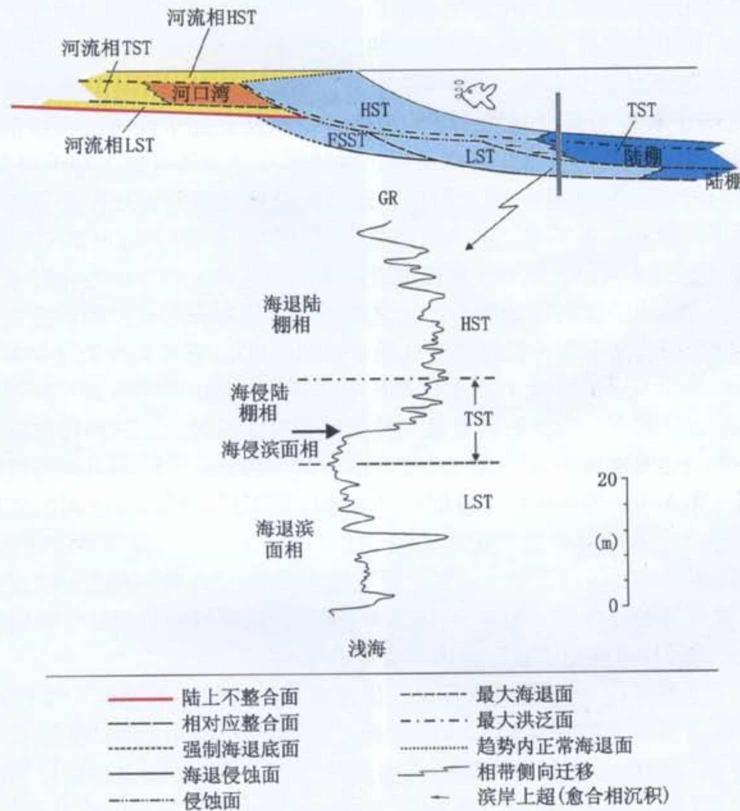


图 4–60　趋势内洪泛面的测井响应（箭头所指；据 Catuneanu，2003 修改）
趋势内洪泛面的判别标志见图 4–9 的总结。测井实例来自 Embry 和 Catuneanu（2001）。GR—伽马测井；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域

Van Wagoner（1995）给出的定义通常使不同类型的地层接触都成为洪泛面。海侵侵蚀面经常被认为是“洪泛面”（Posamentier 和 Allen，1999：“水体溢流到干燥陆地”）（图 3–30），但其他在整个海相序列中形成的界面也满足洪泛面的定义，如在开始海侵时存在沉积物供给突然间断的位置发育的最大海退面（图 4–35 中的 A—D）；在海侵地层缺失，最大洪泛面改造最大海退面的位置发育的最大洪泛面（图 4–44）；又或者砂 / 泥接触发育在海侵序列中的趋势内相接触面（图 4–35E、图 4–61）。由于海侵侵蚀面、最大海退面和最大洪泛面已经用明确的方法加以定义，趋势内洪泛面是唯一未被关注的新界面（图 4–35E、图 4–60、图 4–61），它分隔了海侵砂岩与上覆海侵页岩，不能作为体系域或层序的界面，

这就是为什么它不是层序地层学界面。然而，与趋势内正常海退面和趋势内强制海退面类似，一旦层序地层格架建立起来，趋势内洪泛面可用于解释体系域（海侵体系域）内部的相结构。

由于不同研究中的洪泛面含义可能变化，从趋势内相接触到真正的层序地层界面都有可能，因此，其定义特征、伴随的地层终止和时间属性都可能发生巨大变化（图4-9）。所以，图4-9中列出的洪泛面判别特征范围很广，适于所有可能的情况。例如，在海侵相缺失的地方，洪泛面可能“借”用最大洪泛面的特征：削蚀下伏地层、被上覆地层上超以及分隔两个正常海退序列（图4-9、图4-44）。类似地，海侵浪蚀面也可能作为洪泛面（图4-57C），在此例中表现为高穿时性、下伏相带可变以及上超于浅海沉积顶部（图4-9）。当最大海退面或最大洪泛面具有重要意义时，洪泛面本身向陆可能上超于已有陆相地形，向海下超于已有海相地形（图4-9）。因此，通常来说洪泛面可能发育在多种不同类型的地层接触剖面中。然而，事实是：洪泛面是被海侵（如图4-35、图4-57C、图4-60、图4-61）或海退（如图4-44A）的海/湖相页岩所覆盖，这些页岩堆积在相对于下伏相带更深水的环境中。有些洪泛面可能是整合的，这种情况发生在其形成过程中沉积作用持续的地方，在洪泛面被最大海退面替代的地区（图4-35A—D），或被无缺失（即有底质控制遗迹相与之相关）趋势内相接触面（如图4-35E中灰箭头所指的整合界面）所替代的地区也可能发生这种情况。然而，洪泛面常常被“缺失”接触面所替代，这种接触面与缺乏沉积物供给、沉积物路过或侵蚀作用形成的地层间断有关，因此，洪泛面可以通过底质控制的遗迹相来识别（图4-9、图4-61）。根据所处盆地位置不同，标志洪泛面的底质实际类型可能变化，在整个海相环境中为固底或硬底（图4-61），当下伏相带是滨相或非海相时，底质控制的遗迹相可以是任何类型（固底、硬底和木质底）。这种不整合的洪泛面通常被最大洪泛面和海侵侵蚀面所替代（图4-44、图4-57C），也可能被海侵期水体明显加深和海底沉积欠补偿形成的趋势内相接触面替代（图4-61）。

不整合的洪泛面可能与海底侵蚀有关，也可能无关。侵蚀的地方，洪泛面通常被包括粗砂岩、细砾或撕裂屑的滞留沉积薄层覆盖，指示在其形成过程中遭受不同程度的侵蚀（Pemberton等，2001）。侵蚀程度随洪泛面类型变化，若洪泛面是海侵侵蚀面和最大洪泛面，则侵蚀程度高；若是最大海退面或趋势内洪泛面，则侵蚀程度低（若有的话）。作为经验规律，侵蚀程度越高，发育海侵滞留沉积和底质控制的遗迹相形成的机会越高，而后者也可能在沉积物欠补偿期没有任何可辨识的侵蚀情况下形成（图4-61）。无论洪泛面的地层意义如何，过此面向更深水相带变化导致洪泛事件后，动物富集和遗迹多样性增加（Pemberton等，2001）和生物扰动的突然增加（Siggerud和Steel，1999），这种过洪泛面的遗迹结构变化伴随有水体负载的增加，水体负载增加可能有助于提高底质坚硬程度的压实作用，因此产生底质控制的遗迹相（Snedden，1991）。

洪泛面太普遍，太笼统，不能作为识别所分析地层接触的确切类型。因此，当有足够资料用于明确识别地层接触的实际类型时，建议使用更专有的术语或界面类型。通常来讲，作为有层序地层学意义，或者没有层序地层学意义的岩性接触面，洪泛面可能更适用于异地层学研究。对于层序地层工作而言，洪泛面的模糊性阻碍了精确成因意义的传达，因此，如果可能，建议使用层序地层学界面。图4-62说明了层序地层学方法与异地层学方法对比



A B C D E F

图 4-61 趋势内洪泛面（图 A 中箭头所指）

位于海侵滨面沉积（Coniacian，Bad Heart 组）与上覆外陆架页岩（Santonian，Puskwaskau 组）间的接触面。此洪泛面相当于一次海盆内水体突然加深事件，使沉积物欠补偿，并在海底发育硬土。洪泛面之下的底质发育潜穴，海底因固结作用而硬化。硬土（缺失面）形成所需的无沉积作用为底质控制的遗迹相的形成提供了适当环境。无滞留沉积或其他冲刷证据与此洪泛面伴生。图 A—D 反映硬土（洪泛之下沉积物顶部约 20cm）的硬化性质；E 和 F 反映底质控制的遗迹相结构

的概念差异。主要的岩性不连续（砂 / 页岩接触，即洪泛面）是异地层学对比选择的界面，该面不仅穿时，在倾向上也有显著变化，从趋势内相接触面到最大海退面，最后到最大洪泛面（图 4-62）。这种异地层学方法是描述性的，而层序地层解释则提供了所研究岩石记录的成因格架。

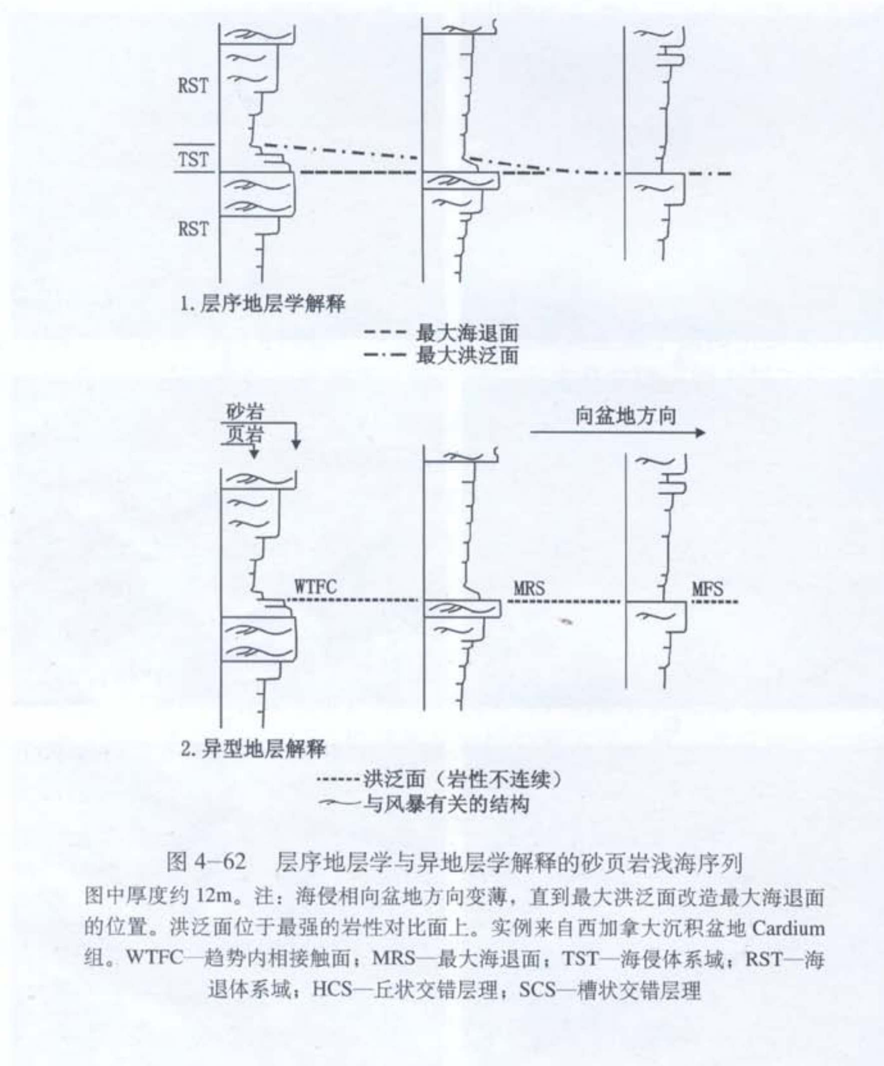


图 4-62 层序地层学与异地层学解释的砂页岩浅海序列

图中厚度约 12m。注：海侵相向盆地方向变薄，直到最大洪泛面改造最大海退面的位置。洪泛面位于最强的岩性对比面上。实例来自西加拿大沉积盆地 Cardium 组。WTFC—趋势内相接触面；MRS—最大海退面；TST—海侵体系域；RST—海退体系域；HCS—丘状交错层理；SCS—槽状交错层理

第五章 体 系 域

第一节 引 言

体系域概念的提出是为了定义同时期沉积体系的一个联接关系，因此形成了一个层序的细分工作（Brown 和 Fisher，1977；图 1–9）。在原先的定义中，基本的标注里是没有厚度被暗示，也没有任何时间的涵义（参考第一章关于“尺度概念”的讨论）。体系域是基于地层的叠加模式，在层序内的位置和界面的类型被加以解释说明的，并且被指定到在演线沿着一条推断的基准面变化曲线特殊的位置（图 4–6）。随着 Galloway（1989），Hunt 和 Tucker（1992），Embry 和 Johannessen（1992），Embry（1993，1995），Posamentier 和 James（1993），Posamentier 和 Allen（1999），Plint 和 Nummedal（2000）等人后来工作的进展，他们逐渐对早期 Exxon 公司科学家们（Vail，1987；Posamentier 等，1988；Posamentier 和 Vail，1988；Van Wagoner 等，1988，1990）关于体系域的定义进行了细化。

根据近年来 Galloway（2004）的描述，体系域相应的就是“在一个等时沉积散流系统内，混合地层沉积的成因地层单元。”沉积散流系统是在每个特定体系域沉积时期相对稳定的，描述了在沉积盆地内部沉积物的分布方式。沉积散流系统中重要的变化或重组发生在体系域的边界，而边界对应基准面旋回的 4 个主要事件（图 4–7）。每个体系域通过地层叠置方式的一个特殊类型被定义，与演线变化（如强制海退、正常海退或海侵）的类型联系紧密，代表了“反应沉积变化、自然地理学、环境能量和可容空间变化之间相互作用的特殊沉积响应”（Posamentier 和 Allen，1999）。

早期 Exxon 公司层序模型说明了将沉积层序细分为四个组分的体系域，这开始由 Vail（1987）提出，随后由 Posamentier 和 Vail（1988），Posamentier 等（1988）进行了详细描述，包括了低位体系域、海侵体系域、高位体系域和陆架边缘体系域。这些体系域一开始是相对于全球海平面波动曲线被定义的（Posamentier 等，1988；Posamentier 和 Vail，1988），之后全球海平面变化曲线被相对海平面（基准面）变化曲线所取代（Hunt 和 Tucker，1992；Posamentier 和 James，1993）。

由于都与参考海平面曲线（下降—早期上升阶段）中的同一部位相关，因此低位体系域和陆架边缘体系域具有相似的概念。作为沉积层序的一部分，它们是可互相替换应用的（Vail，1987；Posamentier 和 Vail，1988；Vail 等，1991）。由低位体系域、海侵体系域和高位体系域组成的层序被称为 I 型层序，而由陆架边缘体系域、海侵体系域和高位体系域组成的层序通常被称为 II 型层序（Posamentier 和 Vail，1988）。低位体系域和陆架边缘体系域之间的区别，也即暗示了 I 型层序和 II 型层序之间的区别，而这些区别很大程度上依赖于对 I 型层序和 II 型层序不整合界面的识别。因为一个离散大陆边缘的构造环境，I 型和 II 型层序边界的定义首先由 Vail 等（1984）提出。根据这些作者的说法，I 型层序边界形成

于全球海平面快速下降的时期，此时在陆架边缘海平面下降速率大于沉降速率。根据此含义，当穿过大陆架向陆方向的沉降速率下降时，在滨线的海平面下降速率远超过沉降速率，因此导致了滨线的快速回退（强制海退）和被暴露陆架的明显侵蚀。相反的，II 型层序边界形成于全球海平面慢速下降时期，此时在陆架边缘海平面下降速率小于沉降速率（Vail 等，1984）。当向陆方向沉积速率降低了时，II 型层序的不整合面被推断是与在滨线处相对海平面下降的缓慢速率有关联的（缓慢的全球海平面下降＞更慢的沉降），因此仅发生了较小的陆上暴露和陆架侵蚀（Vail 等，1984）。在后来的论述中，在滨线的相对海平面下降与在陆架边缘的相对海平面上升是同时代的。由于主要的不同是侵蚀的程度和陆上不整合面在区域上的发育程度，因此 I 型和 II 型层序边界，即陆上不整合面和与之对应的整合面，就得到了重要的标记。同样的，I 型层序边界包括了以重要的侵蚀和穿越陆架的区域分布为特征的“主要的”陆上不整合面，而 II 型层序边界包括了以较少的侵蚀和有限的区域分布为特征的“较小的”陆上不整合面（图 5–1）。通过排除在陆架边缘涉及到的沉降速率的问题，Posamentier 和 Vail（1988）后来又重新对 I 型和 II 型层序边界进行了定义。根据这些后来的论文，I 型和 II 型层序不整合面的出现依靠的是在滨线处，全球海平面下降的速率

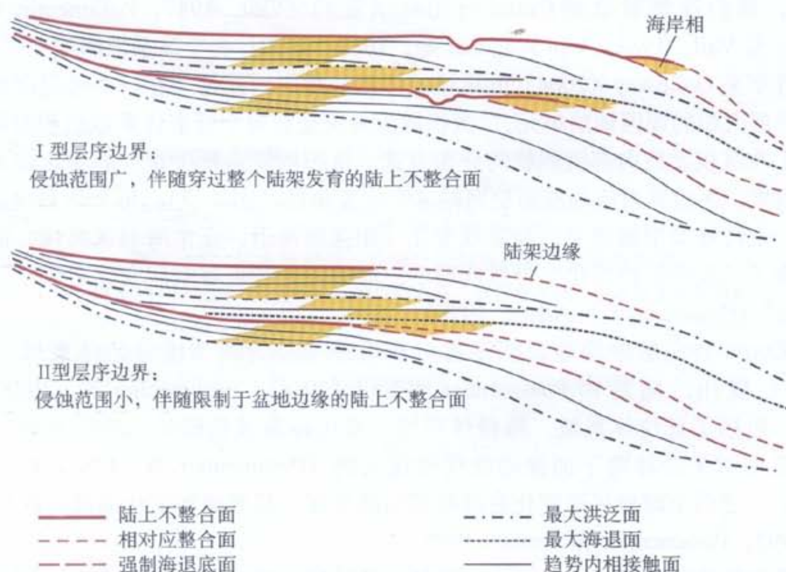


图 5–1　I 型和 II 型层序边界的定义（Vail 等，1984，Galloway，1989，有修改）

I 型和 II 型层序边界都是由陆上不整合面和与之相对应的整合面组成。I 型层序边界包括一个大范围侵蚀的陆上不整合面，其发育在横穿整个陆架上。II 型层序边界包括一个受盆地边缘限制的陆上不整合面（小范围的侵蚀和有限的分布范围）。陆上不整合面形成在滨线相对海平面下降的环境中（全球海平面下降＞沉降）。在陆架边缘，实际上 I 型层序边界的形成设想是在相对海平面下降的环境（全球海平面下降＞沉降），但是 II 型层序边界的形成设想是在相对海平面上升阶段（全球海平面下降＜沉降）。在 II 型层序边界情况下，滨线和陆架边缘区域之间相对海平面变化的差别可能是由沿沉积倾角被记录的差异沉降速率造成的。两组说法中沉积层序边界一致的部分，在图中由红色标出，包括 Hunt 和 Tucker（1992）“相对应整合面”和“强制海退底面”（例如，Posamentier 和 Allen 提出的相对应整合面，1999）

是否超过还是小于沉降速率。在这个观点里，II 型不整合面是形成于滨线附近相对海平面上升时期的，而这个观点又造成了比原来 Vail 等（1984）提出的原始定义更多的概念性问题，因为通常基准面上升阶段是不会形成陆上不整合面的。在滨线相对海平面缓慢上升阶段，当穿过盆地的加积作用在所有环境都优先发展的时候，Posamentier 和 Vail（1988）对这种情形的描述是十分有助于展现正常海退的。

由于对它们的定义和判别标准的混淆，因此对于 I 型和 II 型层序及其边界不整合面在书面上的介绍通常对层序地层学方法的应用起不到什么好作用。从理论观点来说，不整合面形成时期，对陆架边缘处的全球海平面和沉降相对速率的评估是十分困难和容易主观的。从应用领域出发，I 型和 II 型不整合面之间的区别被假想是基于各自的侵蚀范围和分布领域之间的差异（Vail 等，1984）。当处理低精度复合河道地震数据和面对缺失年代数据、差异下切作用或角度关系的野外露头时，侵蚀程度和范围的评估通常是困难的。经过了十几年的迷惑和争论之后，Posamentier 和 Allen（1999）提出取消 I 型和 II 型层序之分，支持在沉积层序和层序边界只用一种层序类型。随着 II 型不整合面的消失，陆架边缘体系域（II 型层序的一部分）也退出了层序地层的领域。因此，Exxon 公司沉积层序模型现在被做成了三分的方案，包括低位、海侵和高位体系域，它们即作为了一个层序的基本划分方案（Posamentier 和 Allen，1999）。

也许早期 Exxon 公司层序模型的弱点限制了在相对海平面下降时期对陆架上沉积物的识别，而这个弱点引发了直到今天还在进行的讨论。基于全面的地震上超几何学的这个观点，产生了瞬间基准面下降的这个早期假设，因此也反映在了 Vail 等（1977）绘制的锯齿状海平面变化曲线上（图 5–2）。这条曲线是通过在上超的盆地边缘绘制地震反射终止图而产生的，但即使在沉积相资料缺失的地震测线上也可以对曲线进行描绘，而这种上超的盆地边缘通常也被解释做海岸上超（Mitchum，1977）。最初的“海岸”上超实际上是河流和海岸上超的一种组合（图 4–2、图 4–3），这种说法现在可以很好的被理解了，也反应了在高位、低位正常海退时期和海侵时期的堆积，因此在整个基准面上升时期都有沉积作用发生。如 1977 年所述，陆架上强制海退沉积的明显缺失，简化了由非海相到浅海地层的连续沉积中层序边界位置的问题，因为如果下降时期陆架沉积是存在的，那么关于边界的位置应该出现在哪里是无从选择的。在这个观点中，层序边界仅仅是分隔以“海岸”上超的连续向陆迁移为特点的地层（层序）的包裹（packages），因此符合

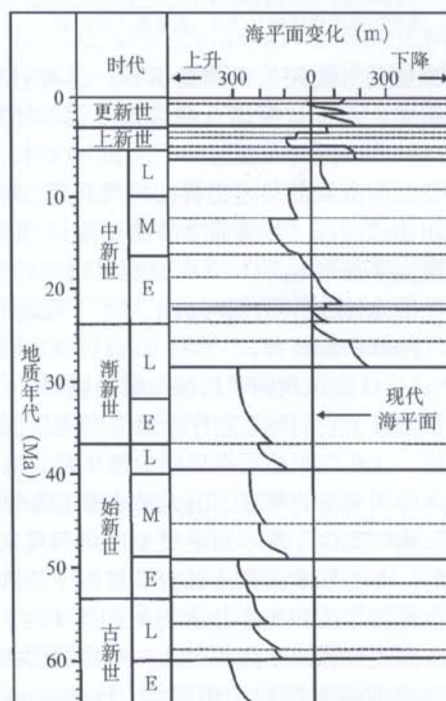


图 5–2　基于地震测线海岸上超解释的全球海平面变化曲线图（修改自 Vail 等，1977）

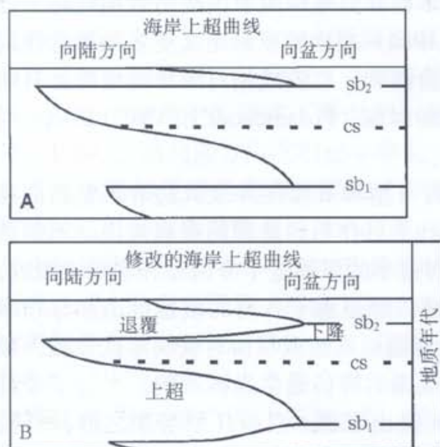


图 5-3　有退覆和无退覆强制海退沉积识别的海岸上超曲线的对比（基准面下降时期）（修改自 Christie-Blick，1991）

A—利用 Vail 等（1977）的方法绘制的海岸上超曲线；B—基于退覆强制海退沉积的识别绘制的海岸上超曲线。sb—层序边界；cs—凝缩段（海相环境中的沉积饥饿段）；fall—基准面下降时期

“海岸”上超中突然向海方向的转变（见 Vail 等关于海平面连续变化的表，1977；图 5-2、图 5-3）。Exxon 研究组科学家们后来的工作使得在基准面下降时期陆架沉积的识别具有了可能性，出现了“陆架坡面滞留”沉积（Posamentier 和 Vail，1988；Van Wagoner 等，1990）。强制海退陆架沉积的识别开启了关于它们在层序和相关的层序边界内部位置层序地层的讨论。Posamentier 和 Vail（1988）说明强制海退陆架沉积属于低位体系域，因此层序边界在体系域的底部，但是 Van Wagoner 等（1990）将层序边界置于在下降时期浅海相地层顶面的陆上侵蚀的界面（见图 1-7 中沉积层序 SQ_2 和 SQ_3）。其中 Van Wagoner 等的说法在 Christie-Blick（1991）修改的海岸上超曲线中被说明（图 5-3）。

由 Posamentier 等（1988）定义的低位体系域，包括在海平面下降时期堆积的“低位扇”和在海平面低位及早期上升时期沉积的“低位楔”（图 1-7，SQ_2 沉积作用）。低位扇体系域由原地的（陆架坡面滞留沉积、退覆斜坡楔）和异地的重力流（斜坡和盆地扇）沉积相所组成，而低位楔体系域包括下切谷加积充填的一部分和可能下超到盆地扇上的进积楔（Posamentier 和 Vail，1988）。在 20 世纪 80 年代末和 90 年代初主要争论的是关于下降时期低位扇沉积的层序边界的位置问题。Exxon 工作组中的每个人都认为边界位于深水异地沉积相的底部（基准面下降的开端），而边界又被追踪出在顶部（Van Wagoner 等，1990；基准面下降的结束）或在原地沉积相的底部（Posamentier 等，1988，1992b；基准面下降的开始处）。这种分歧导致了对于（原地的）强制海退沉积应用了不同的名称，从低位体系域（Posamentier 等，1988）到高位体系域（Van Wagoner 等，1988，1990；Christie-Blick，1991）。这些沉积的“低位”解释说明了它们位于底部的层序边界，而在底部就意味着这些沉积便成了它们所在层序中最老的地层。“高位”的术语争论说明层序边界位于沉积地层的顶部，这些沉积是所在层序中最年轻的地层（图 1-7）。实际上，这些概念都没能从术语的观点得到完美的解释，因为基准面下降时期起始于高位而终止于低位位置。在实际中，“低位”和“高位”都不可能完全应用到强制海退沉积中：在早期下降时期的地层中是接近高位的，而当基准面接近低位位置时下降晚期的地层开始沉积。抛开术语问题不谈，这个争论也转移了沉积层序边界当时的重要性。Van Wagoner 等（1990）提出的方法暗示了同期下降的浅水和深水沉积是由一个穿时的层序边界所分隔的，或者说深水地层的沉积穿时于陆架坡面滞留沉积。相反的，Posamentier 和 Vail（1988）提升了 Van Wagoner 等人的说法，而后更明确的说法又被 Posamentier 和 Allen（1999）提出，保留了层序边界年代地层的重要性及下降时期浅水和深水沉积的等时性。

由 Exxon 研究组产生的术语的矛盾性得到了 Hunt 和 Tucker（1992）的重视，他们建议重新定义低位扇沉积，直接叫做“强制海退楔体系域”。根据这种说法，他们将层序边界置于新定义的体系域顶部（如在基准面下降结束的位置），并且所有下降时期沉积物的底部（如 Posamentier 等提出的相对应整合面，1988）都变成“强制海退底面”（见图 1–7 中沉积层序模型 IV；图 4–6）。这种说法的进步在于高位和低位体系域都被限定在了基准面上升的晚期和早期，与基准面中的实际高位和低位位置联系密切。根据 Hunt 和 Tucker（1992）的说法，相对应整合面与向海终止的陆上不整合面相连接（图 4–17、图 5–4、图 5–5）。相对于海平面变化的参考曲线，Hunt 和 Tucker（1992）修改了不同体系域的时间，利用高位和低位点作为新的强制海退楔体系域暂时的边界。这种说法与 Posamentier 和 Vail（1988）的说法恰好相反。Posamentier 和 Vail 认为低位扇体系域的边界应该是形成于海平面下降的早期和晚期阶段。强制海退楔体系域也被认为是“下降期体系域”（Ainsworth，1992，1994；Plint 和 Nummedal，2000），或者还被称作“下降海平面体系域”（Nummedal，1992）。

本书采用的体系域的术语是根据 Hunt 和 Tucker（1992）所提出的，因为地层结构充分的标准是有利于允许一套层序细分出四个体系域。与此同时，基准面变化的完整旋回由一套连续的滨线转换的四个不同时期组成（如两个正常海退、一个海侵和一个强制海退；图 4–5），因此在层序演化过程中划分出四个阶段是有价值和具有逻辑性的。在应用过程中，这种分法经过实践证明是合理的，而这种实践就是滨线转换的每个时期都是与不同的经济机会相联系的。举个关于油气区带分布的例子，可以看出在强制海退和后来的低位正常海退之间的勘探策略明显的改变了。另外，Hunt 和 Tucker（1992）提到的与不整合面相对应整合面对应着基准面旋回中一个重要的事件（如基准面下降的结束；图 4–7），因此整合面作为最重要的层序地层界面之一是值得去识别的。Exxon 公司三分定义（如 Posamentier 和 Allen，1999）与 Hunt 和 Tucker（1992）四分层序的差别实际上可能被认作是学术上的差别，因为两个模型识别和提供强制和正常海退沉积判别的标准对地层组合具有明显的不同。出于此种原因，本书试图传递的信息一是体系域术语对大范围的研究是微不足道的，二是同生沉积滨线转变的重建，因此正常海退、强制海退和海侵正确的成因解释远比解释体系域的术语和选择何种类型的界面做层序边界更重要得多（图 1–7）。这种观点通过混合模型的存在得到了更进一步的支持，混合模型利用了 Hunt 和 Tucker（1992）的四分体系域，但是遵循了 Posamentier 和 Vail（1988）在基准面下降开始时层序边界的位置（如 Coe，2003）。

在分析的基础上，所有经典层序地层模型都假定在盆地内有一条内部的海路（seaway）存在，因此体系域的解释就是对方向和滨线转换类型的直接参考（图 1–7）。在充填过满的盆地中，实际上是非海相沉积占主导，或者说盆地中只有非海相沉积部分被保留，那么体系域的定义就是基于河流可容空间的变化，而可容空间的变化是根据各种河流构造元素间的转换平衡而推断的。本章回顾了未满充填盆地和充填过满盆地所有体系域的特征。未满充填盆地中现今应用的 5 个体系域，是由基准面变化和沉积作用的相互影响而定义的（图 4–6），包括了高位体系域、下降期体系域、低位体系域、海侵体系域和在滨线海退时期由所有沉积物堆积合并的“海退体系域”。在被古滨线分隔的盆地内，这 5 个体系域呈现出了

由海相到非海相沉积体系大范围的存在，那么除了这5个体系域之外，还有另外两个体系域被定义应用在完全的非海相沉积环境中，它们分别是低可容空间体系域和高可容空间体系域。在以下的部分提供了当前正在应用的所有体系域的简要论述，从对它们的定义到识别标准，再到经济潜力都有涉及。这部分介绍从三个独立的海退体系域开始（高位、下降期和低位），接下来讨论海侵、复合海退和两个河流体系域。

第二节　高位体系域

一、定义和叠置方式

在沉积层序模型II和IV（图1–7）的论述中被定义的高位体系域，其形成于基准面上升的晚期阶段。当上升速率小于沉积速率的时候，就产生了滨线的正常海退（图4–5、图4–6）。因此，沉积趋势和叠置方式是被加积和进积过程的混合作用而控制的（图3–35、图5–4—图5–6）。

高位体系域被两个面所限定，一是其底界面——最大洪泛面，二是综合的顶界面，包括陆上不整合面的一部分、强制海退底面和海退侵蚀面中最古老的一部分（图4–6、图4–23和图5–4—图5–6）。随着水面上升，可容空间增大。虽然上升的速度在减小，但是基准面、高位沉积楔通常还是被希望能够包括整个一套沉积体系，从河流到海岸、浅海和深海。然而，“高位柱体”的基本部分是由河流，海岸和滨面沉积组成，位于离盆地边缘相对较近的地方（图5–7）。高位三角洲通常远离陆架边缘，它们形成于大陆架最大海侵之后，发育了三角洲平原和冲积平原地层加积和进积的标准顶积层地层组合（图3–35、图5–8）。沿着开放的滨线，在基准面低速上升的高位条件下，海岸进积作用就很可能促成了海滨平原的形成。陆架边缘的稳定性，加上外陆架到上斜坡区域沉积供给的缺失，导致了极少的重力流进入到深水沉积环境（图5–7）。尽管高位柱体位于离大陆架很近的地方，但是它们还是更容易在以下这个地点被发现，即在滨线的快速强制海退之后离盆地边缘相对较近的地方，并且此地在随后的基准面下降时期缺少河流沉积（图5–7、图5–9、图5–10）。高位柱体在基准面下降的随后时期容易受到之前的河流下切的限制（图5–9），因为高位楔的前端通常比河流平衡剖面要陡，而高位楔前端是继承滨面或是三角洲平原环境的坡度的。不同河流侵蚀的过程已经由Saucier（1974），Leopold和Bull（1979），Rahmani（1988），Blum（1991），Posamentier等（1992b），Allen和Posamentier（1994），Ainsworth和Walker（1994）进行了记录，也与Wood等（1993）和Koss等（1994）的水槽试验相一致。更多详细的讨论将出现在下降期体系域的章节中。

在高位正常海侵时期，不同的河流沉积伴随着海岸高度的相对增加，并且在滨线附近具有更高的速率。这里的高位正常海侵是沿着滨线系统加积作用的结果。这种沉积模式，是包括滨线上分流河口坝的进积作用和垂直叠置的，并且也伴随了新产生的河流可容空间的回填，而沉积模式最终导致的结果是地形斜坡坡度的降低和河流能量随时间而相应的减少（Shanley等，1992）。这种在沉积物源区的连续剥蚀中被叠加的趋势容易产生向上变细的河流剖面，而剖面持续整体向上的过程中，粗粒物质逐渐减少的现象被下伏的低位和海侵体系域所记录（图4–6）。实际上，晚期的高位体系域是以侧向相互连接、合并河道及

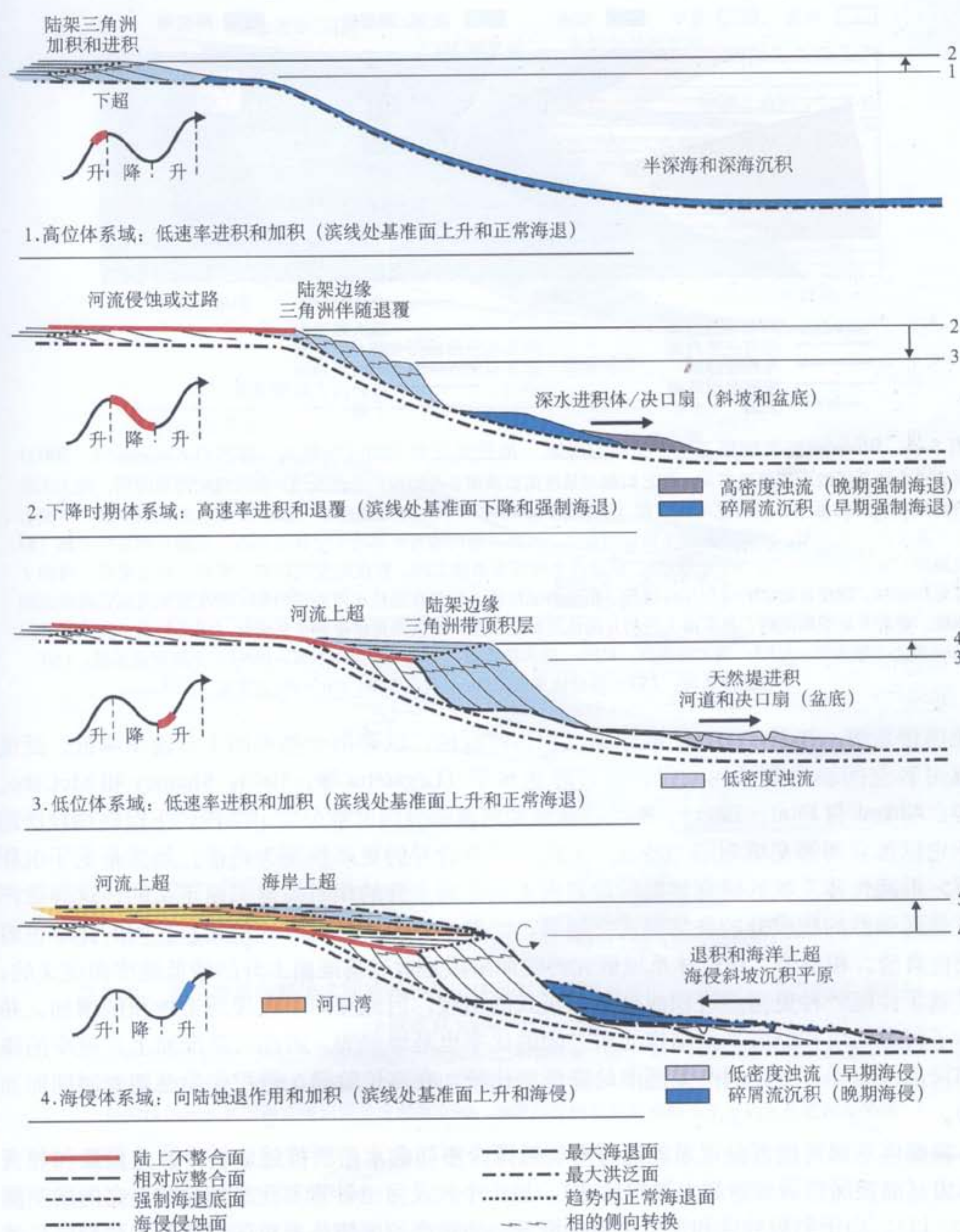


图 5-4 沉积体系、体系域和地层界面区域结构图（改自 Catuneanu，2002）

体系域的术语是依照 Hunt 和 Tucker 的方案（1992）。在滨线处相对于基准面曲线被推断出的时段内，体系域通过地层叠置方式和边界界面被定义。这些体系域在时间 / 距离格架中的形成在图 5-5 中被解释。在地震测线的标记处，下超斜坡是下凹的，而与海岸和海相上超有关系的海侵“愈合时期”的地层是倾向于上凸的（图 3-22）。e-FR—早期强制海退；l-FR—晚期强制海退，e-T—早期海侵；l-T—晚期海侵

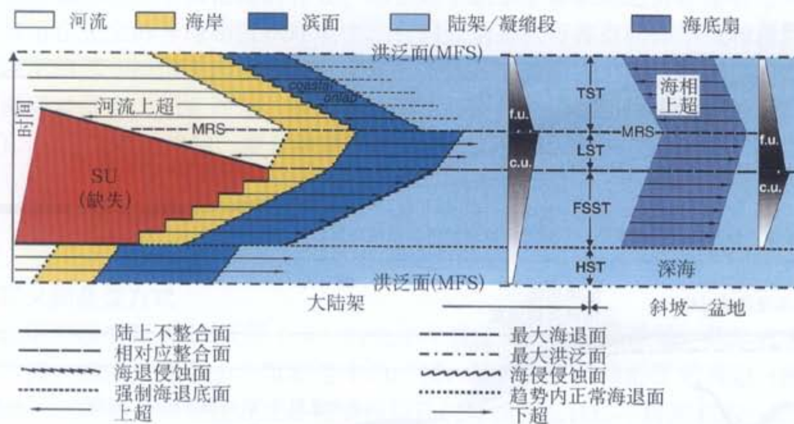


图 5-5　Wheeler 图表解释了一个完整的海退－海侵旋回期间的沉积模式（修改自 Catuneanu，2002）
对于 4 个体系域的地层叠置模式，和它们相对基准面曲线的参考时段，见图 5-4。演线强制海退时期，陆上不整合面向盆地方向延伸。相对应的整合面（Hunt 和 Tucker，1992）与陆上不整合面向盆地消失处相接触。本图表示了基准面上升期间，河流上超到不整合面之上。河流上超的表现依靠地形学梯度判断，范围从明显的上超（斜坡地形）到完全不见上超（平坦地形）。注意浅水和深水系统之间，粒度的变化趋势（细粒—向上变粗）得到了暂时的弥补。即使盆地扇的进积作用贯穿了整个海退阶段，但是在低位正常海退时期，当从加积河流到海岸沉积系统，砂岩开始被圈闭时，基准面上升的开端依然标记了从高密度到低密度浊流的变化（详见第五章和第六章）。SU—陆上不整合面；MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；f.u.—向上变细，c.u.—向上变粗

曲流河带系统，并很少保存泛滥平原沉积为特征的，这是由于基准面上升速率降低、泛滥平原可容空间缺失造成的，此时接近静止水平（Legaretta 等，1993；Shanley 和 McCabe，1993；Aitken 和 Flint，1994）。高位体系域的河流部分因此被分成了两段，下段在细粒泛滥沉积中以孤立河道充填塌陷为特征，上段以河道合并的更高程度为特征。虽然是低于沉积速率，但高位体系域的研究早期阶段是由于基准面上升的相对高速率而定义的，这导致产生了伴随强烈加积成分的叠加模式。结果，泛滥平原和河道充填结构元素之间的比率也容易产生高值。相反的，高位体系域研究的晚期阶段是通过基准面上升的较低速率而定义的，这导致了伴随一种更强烈进积成分叠加模式的出现，因此倾向于出现河道堆积的增加，并暗示了河道充填和泛滥平原结构元素之间的比率也是增加的。因此与基准面上升速率的降低和河流及海洋可容空间产生速率的降低相比较，在高位阶段，进积作用是随着时间而加速的。

高位体系域河流部分记录的趋势可能被两个不同的术语所描述，一个涉及能量和相关的能力（能被河流运送的最大颗粒尺寸），另一个涉及河道砂岩和泛滥细粒物质之间的平衡（图 5-11）。由于斜坡坡度和河流能量的降低，当被高位河流体系所运送的最大颗粒的尺寸随着时间而变小的时候，那么由于基准面上升的减速，砂泥比就会增加，河流堆积的程度也会相应的增加。如果人们测量了河道沉积中观察到的最大颗粒的尺寸，河流高位沉积的垂直剖面可能会因此被描述为向上颗粒变细，即使砂岩的数量向上看起来是增加的。颗粒向上变细的趋势甚至有更多的证据保存在地层剖面中，因为在基准面中随后的下降期间，

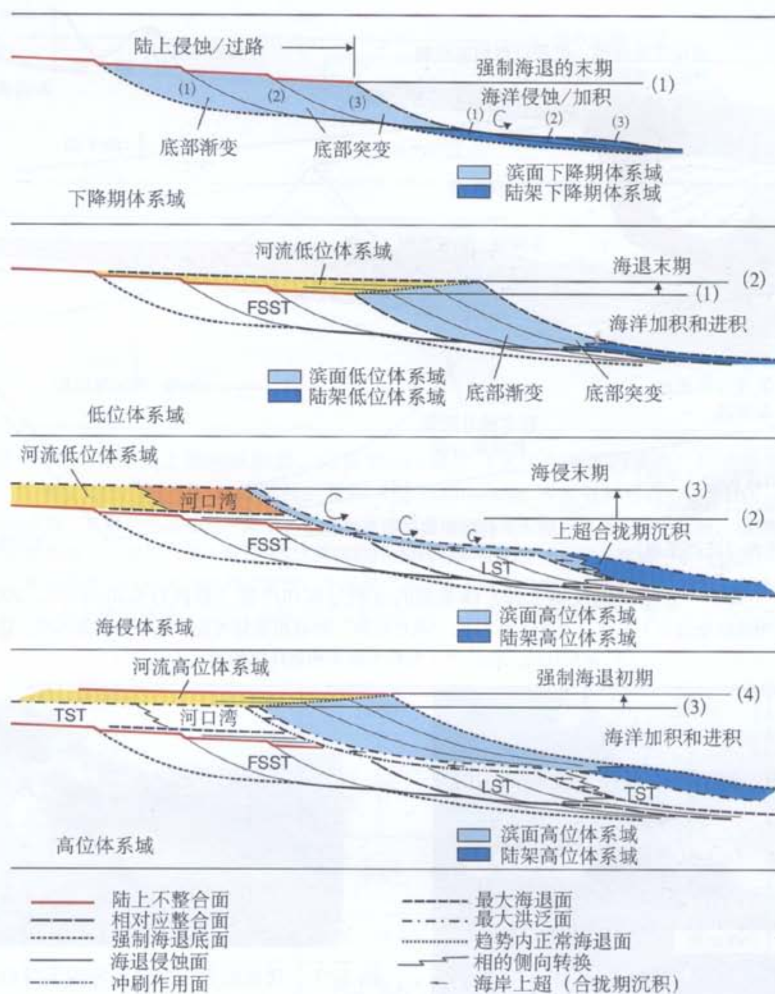


图 5-6　河流和浅海环境之间的转换带中体系域和地层界面的详细结构，此为陆架型环境（修改自 Catuneanu，2002）

在陆架边缘底滨线下降处，下降期浅海沉积具备低保存潜力（图 5-4）。注意到在下降阶段最早期滨面沉积是底部渐变，而最早期低位滨面沉积是底部突变的。这就产生了和以前规则的不同点，因为下降阶段的滨面地层通常被识别是底部突变的，与之相反的低位滨面相通常被认为是底部渐变的

合并的河道在高位体系域顶部通常容易遭到剥蚀。下切河谷体系的河间区域，在强制海退期间很少会受到侵蚀作用的影响，在这个区域中，非海相高位体系域的顶部可能被保存下来，并代替了易成壤的过程（Wright 和 Marriott，1993）。

以低能量为例，“停滞”高位河流体系在图 5-12 中地震图像的左半部分被呈现出来。这个图像记录了一个超覆的体系，减缓了在马来西亚近岸 Malay 盆地中更新世河流的高曲折度。Malay 盆地在全新世海平面上升和海侵时期被淹没。这些高位河流被叠加的方式是地震时间切片穿时现象的产物（海平面之下 196ms 双程时间），而地震时间切片是在相同振

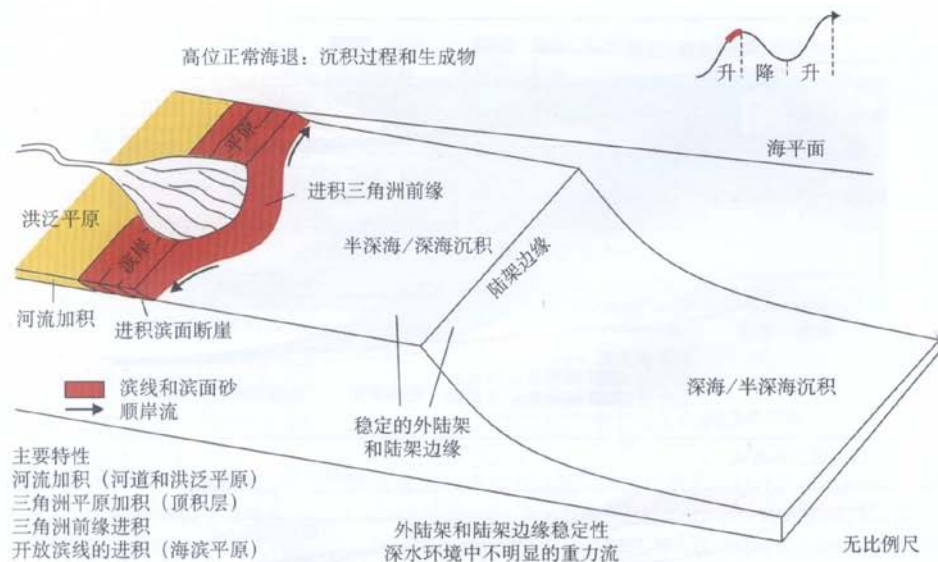


图 5-7　高位（正常海退晚期上升）体系域的沉积过程和产物（修改自 Catuneanu，2003）

这个过程的沉积覆盖和下超到最大洪泛面之上。"高位柱体"的容积包括河流、海岸和滨面沉积。陆架和深海环境主要接受了细粒半远洋和远洋沉积物

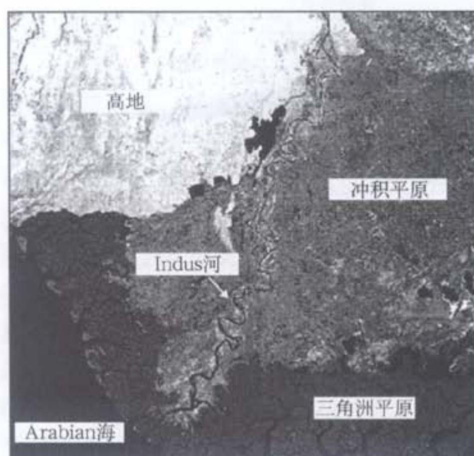


图 5-8　Indus 三角洲（巴基斯坦）的卫星图片，展示了一个现代高位柱体的加积和进积作用下的冲积和三角洲平原（图片由 H.W.Posamentier 提供）

在高位正常海退期间，陆上可容空间由在滨线上相对增加的海岸高度面产生，因此由河流粒度剖面限定点的轨迹所定义（图 3-35）。三角洲平原相当于潮间环境，被进潮口所标记。沿着 Indus 河，河流加积作用最活跃，这也解释了在河流附近冲积平原向海的侵蚀作用。Indus 河大概 2.5km 宽



图 5-9　犹他州大盐湖强制海退滨线后面和之上搁浅的更新世高位海岸体的倾斜地区图片（图片经 H.W.Posamentier 允许）

箭头指向区域河流下切，这限制了高位体。下切的深度在下游减少，是因为地形梯度在高位体根部之上随着河流梯度剖面变得平衡

幅提取图中记录下稍微不同时代河流的。需要注意的是河道充填被孤立的性质，因为河道充填通常是被范围很大的洪泛平原沉积所淹没和包围。根据以上的讨论，由于在基准面下降期间后期的陆上侵蚀，使得高位河流体系可能拥有一个有限的保存潜力。这种方式在图 5-12 的地震图像中底部的右边区域中被例证出来，在图片中可以看到高位河流由

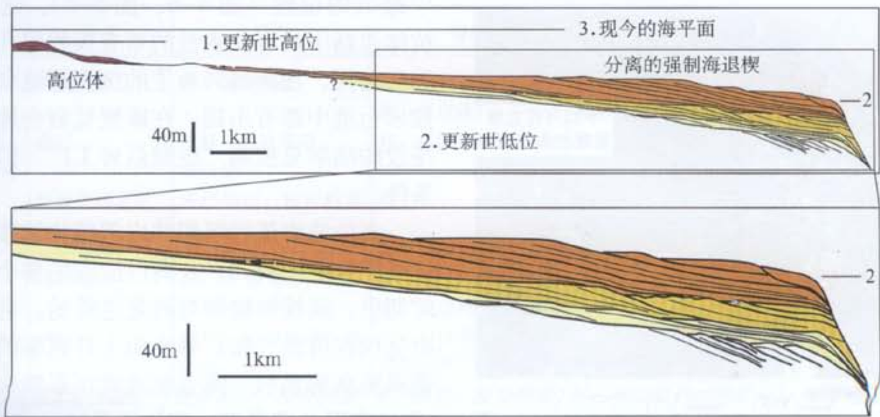


图 5-10　穿越最上部的横断面，代表 Rhone 陆架（法国东南部的滨海）的更新世沉积，以及基于 2D 地震测线的解释（据 Posamentier 等人资料修改，1992b）

剖面表现了在随后的基准面下降期，高位海岸体和更年轻的堆积物浅海强制海退沉积。在快速转变的强制海退的滨线后面，高位体已经在陆架上被废弃。分离的强制海退楔由一系列的退覆、浪控三角洲和滨面进积的凸出部分组成，并保留了基准面下降期至少三个高频期的记录。需要注意的是，每套强制海退体尖灭于向陆方向（箭头所指），由沉积过路的区域从高位体中分离出来

体系域 / 沉积环境	HST		FFST		LST		TST	
	最大粒度	砂 / 泥比	最大粒度	砂 / 泥比	最大粒度	砂 / 泥比	最大粒度	砂 / 泥比
河流	向上减小[①]	向上增大[②]	N/A[③]		向上减小[④]		向上减小[④]	
浅水	向上增大[⑤]		向上增大[⑤]		向上增大[⑤]		向上减小[⑥]	
深水	N/A[⑦]		向上增大[⑧]		向上减小[⑨]		向上减小[⑩]	

图 5-11　不同体系域的河流、浅水和深水部分垂直剖面上的粒级变化

最大颗粒粒度的变化趋势与砂 / 泥比的变化总的来说是对应的，除了高位河流体系（阴影区域）。*①年轻河道充填比老的河道充填的粒度细，因为坡度随着时间而降低和伴生的河流搬*运能力；②由于随着时间河道合并程度的增加；③河流冲刷和坡度变陡；④由于坡度的降低和伴生的河流搬运能力；⑤由于在更细的前三角洲 / 陆架沉积之上，三角洲前缘相 / 滨面相的进积；⑥由于相的退蚀；⑦主要的深海沉积作用；⑧泥石流沉积到高密度浊积朵体的转换；⑨高密度浊积体到低密度浊积体的转换；⑩高密度浊积体到泥石流沉积的转换

于河谷下切作用被移动，由于更年轻的低位河流沉积物而在时间切片上被重置，此处的低位河流沉积物是下切河谷的充填物（Miall，2002）。

高位体系域的浅海部分展示了与沉积相向盆地方向转换相关的向上变粗的剖面（图 5-11），并且包括了低速率的进积和加积正常海退地层。在一个层序中的所有海退浅海连续沉积中，其中包括高位、下降期和低位沉积，高位体系域沉积占据了由下向上变粗剖面



图 5-12　Malay 盆地 Malaysia 远滨沿时间切片的振幅提取图（海平面之下 196m 双向传播时间）（据 Miall，2002 修改；地震图像由 A.D.Miall 允许后使用）

本图表现了临近的高位（图左）和低位（图右下部）更新世的河流系统，它们被形成于基准面下降间隔时期的陆上不整合面物理分离——看解释的横断面。HST—高位体系域；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；SU—陆上不整合面；MFS—最大洪泛面

中最低的位置（图 4-6、图 5-5）。这个高位体包括了具有代表性的带有顶积层几何体的三角洲，在碎屑岩为主的沉积环境和碳酸盐岩台地中都有出现。在碳酸盐岩台地里被淹没的陆架是控制“碳酸盐岩工厂”的有利条件。

高位浅海连续沉积的内部结构依靠部分滨线转换带的模式，在高位阶段的整个持续时期里，滨线转换带可能是连续的，也可能由沉积作用或（和）基准面上升速率的波动造成的高频海侵—海退的连续沉积组成。在连续海退的情况下，高位体系域的浅海部分由单纯的向上变粗连续沉积相（准层序）组成，此时连续沉积下超到最大洪泛面上。在高位海退更复杂的模式下，高位体系域的浅海部分包括叠置进积体（准层序）的连续沉积，在叠置体中每个进积体都相对前一个向海的更深处延伸。浅海结构经常被作为向前延伸，或盆地充填的向海延伸模式被提到。当基准面上升速率很高，和正常海退有很强的加积作用的时候，在高位早期阶段，逐渐增多的更年轻进积体垂直超覆的程度是明确的。相反，高位体系域晚期是以滨线海退速

体系域 / 趋势	高位三角洲		下降期三角洲		低位三角洲	
	高位早期	高位晚期	下降期早期	下降期晚期	低位早期	低位晚期
厚度	厚→薄		厚→薄		薄→厚	
分布	局部→变宽		局部→变宽		变宽→局部	
粒度	粗→细		细→粗		粗→细	

图 5-13　高位、基准面下降和低位阶段期间，进积陆架型环境中三角洲的厚度、分布和沉积物粒度的变化趋势

要注意到的是，厚度和分布的变化是彼此有联系的，因为三角洲朵体体积的保存与相似的沉积供给是有联系的。因此，假定沉积供给恒定，更细和更宽的朵体有着相似的体积作为更厚但是更局限的朵体。沉积物粒度变化趋势反映朵体形态的独立，并且反映了河流能量和搬运能力相应的变化。在基准面上升阶段，河流坡度和能量是降低的，而在下降阶段是增加的。还要注意的是在低位和高位三角洲，即使是更年轻的朵体（陆架上更远的位置）具有比年老的朵体（陆架上更近的位置）更细粒的物质，任何特定位置上的垂直剖面仍然表现向上变粗的趋势，主要是因为更细粒前三角洲沉积物之上的三角洲前缘相的进积作用

体系域	意义	河流	海岸	浅水	深水
高位体系域	沉积物源	好：加积系统	好：三角洲和海滨平原（海岸体）	好：渐变基底滨面和陆架相	差
	储层	较好：河道充填，决口扇	好：滨面砂	好：滨面砂	差
	烃源岩和盖层	差烃源岩，较好的盖层：越岸相	差	较好：陆架线	好：深海相
海侵体系域	沉积物源	好：快速加积体系，下切和未下切	好：河口湾、三角洲、后退海岸	较好：上超滨面和陆架相	较好：低密度浊流，和碎屑流
	储层	较好：河道充填，决口扇	好：河口湾，三角洲和海岸砂	较好：陆架砂沉积，基底合拢楔	较好：浊流（盆底）
	烃源岩和盖层	差烃源岩，较好的盖层：越岸相	差烃源岩，较好的盖层：中部河口湾相	好：陆架细砂（陆架相可能在远侧缺失）	好：深海相
低位体系域	沉积物源	好：聚集的河道充填，下切和未下切	好：陆架/陆架边缘三角洲，海滨平原	好：渐变基底滨面和陆架相	较好：低密度浊流
	储层	好：河道充填	好：滨线砂	好：滨面砂	好：浊流（盆底）
	烃源岩和盖层	差	差	较好：陆架细砂	较好："越岸"深海
下降期体系域	沉积物源	差	较好：下超三角洲，后退海岸	较好：突变滨面和陆架相	好：碎屑流和高密度浊流
	储层	差	较好：分离的滨线砂	较好：滨面砂	好：浊流（斜坡和盆底）
	烃源岩和盖层	差	差	较好：陆架细砂	较好："越岸"深海

图 5-14　体系域的沉积物来源和油气区带的重要性

沉积物来源指的是在每个体系域各部分（河流、海岸、浅水和深水）沉积物存在的相对产量。本图中所用的等级资格从贫乏到较好再到好

率的增加为特征，而随着基准面接近静止期，那么滨线海退就是基准面上升减速的一种结果。因此，在连续沉积的进积体之间反应垂直超覆程度的顶积层体的厚度，就随着时间而减少了，因为加积作用与进积作用之间的转化平衡更趋向于后者。另一个基准面上升减速的结果就是逐渐减少的可容空间出现在陆架上，因此充填于有效可容空间的进积体随着时间开始变薄，并且向盆地方向运动（图 5-13）。然而，由于在高位晚期期间可容空间是有限的，高位体系域由海岸到滨面最年轻砂岩容易穿过陆架有一个更广阔的地理分布空间，因此岩体沉积空间位置里的自旋回转换就被强加到三角洲上，因此这些浅海储层相对于它们早期高位的对应部分就有更好的连通性（Posamentier 和 Allen，1999；图 5-13）。在同一时间，高位体系域时期中逐渐降低的河流能量说明了晚期高位三角洲被认为是相对于早期高位三角洲而言由细粒沉积物组成（图 5-13）。尽管高位三角洲从最老到最年轻的朵体，这种粒度尺寸都倾向于变小，并分别占据了陆架中近源到更远端的部分，但是在任一给定位置的垂直剖面都显示的是向上粒度变粗的趋势，主要是因为三角前缘相的进积作用覆盖在了之前三角洲更细的沉积物上（图 5-11）。

河流到浅海高位体上部的保存能力被与基准面后来的下降有关的陆上和海上侵蚀作用

而牵制。因此高位体系域很明显的被陆上不整合在顶部所削截，并且由于海退侵蚀面而展布范围缩小（图4-23）。

二、经济潜力

1. 油气区带

高位阶段最好的潜力储层倾向于滨线到滨面沉积体系，滨线到滨面的沉积体系砂岩发育最丰富，并伴有最高的砂泥比（图5-14）。这些储层通常厚几十米（图3-38），沿着盆地走向显示了很好的侧向连续性。滨海平原（开放的滨线）和三角洲（河口环境）进积和下超到最大洪泛面，而最大洪泛面记录了高位正常海退体的最低边界（图4-40）。在顶部，高位油气区带可能被陆上不整合所削截。由于储层被河道充填所表现，张开的裂缝与极细粒洪泛平面相互层（图5-14），因此河流体系具有合适的油气潜力。河流体系内部的砂/泥比和储层的连通性有向上增加的趋势，主要是因为在高位正常海退期间基准面上升到减低速率导致了河道合并程度的增加（图5-11）。河流储层平面图的分布当然取决于它们的性质（河道充填和决口扇），而这种性质需要基于沉积学和地貌学的范围进行评定。在这个时期，陆架和深海中通常认为重要的储层不发育（图5-7）。

在朝向高位体系域的顶部，河流到浅海砂岩的合并程度和连通性增加，其底侧对应的是较差的烃源岩和盖层（图5-14）。因此，互相连结的晚期高位砂岩沉积体是缺少足够盖层的。上覆陆上不整合面及陆上不整合面之上的砂岩倾斜谷充填沉积物（下切谷的位置）的存在，使得储层的封盖能力大大降低（Posamentier和Allen，1999）。总结一下，高位体系域的油气区带意义在于近源区域（河流到海岸和滨面环境）内储层相的堆积，以及盆地远端区域的烃源岩和盖层（浅水到深水环境）。

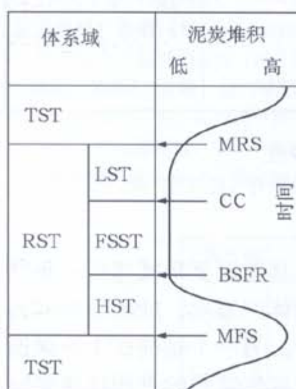


图5-15　基准面旋回各个时期泥炭堆积的总趋势

对应着可容空间的变化。见下文讨论。没有时间尺度是暗指了体系域相对的持续时间。TST—海侵体系域；RST—海退体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；MFS—最大洪泛面；BSFR—强制海退底面；CC—相对应的整合面（据Hunt和Tucker，1992）；MRS—最大海退面

高位储层勘探的主要风险是由于盖层相的发育不充分，尤其是朝向体系域近源位置的顶部方向。实际上，高位河流洪泛泥岩的位置可能为早期高位孤立河道充填提供了盖层。然而，上覆的低位河流洪泛泥岩和（或）海相海侵泥岩可能是晚期高位合并储层的盖层。每一个单独储层的勘探潜力是需要根据不同的情况进行评定的。

2. 煤炭资源

煤炭勘探限于盆地的非海相部分，通常涉及高位期的最厚和区域上广泛分布的煤线就出现在非海相剖面。倘若所有使得泥炭堆积的条件都满足，包括盆地下沉、植被生长和沉积物供给的相互影响，那么这些最重要的煤的堆积是与最大洪泛面相关联的（Hamilton和Tadros，1994），标志着高位体系域的底（图5-15）。

滨线的海侵时期，以高可容空间和高沉积供给率为特征，滨线海侵的末期是泥炭堆积的最有利时期，随后煤炭开始发育。在高位正常海退期间，可容空间和沉积作用之间的平衡逐渐发生改变，有利于后者。伴随基准面上升速率的减慢，降低

了重要煤炭堆积的机会。以主要的加积沉积作用模式定义的高位体系域的低部位，在潮控海侵河道充填之上，可能仍然包括发育很好的煤线沉积，并与越岸河流相互层。由于可容空间的不足和归因于曲流河带合并的相对高沉积物的注入，在高位体系域的上部通常是缺失煤层沉积的。在高位正常海退期间及其他基准面旋回时期，这些趋势可能影响了煤炭的堆积。如图 5–15 所示。

3. *砂矿沉积*

砂矿也可能在层序地层学的框架内被研究，因为它们容易与特定的层序地层界面相联系。举个例子，Witwatersrand 盆地新太古界的金矿脉，就为我们提供了很好观察地层位置和砂矿重要性的机会（Catuneanu 和 Biddulph，2001）。不管富矿地点的机制是碎屑的还是热液的，Witwatersrand 盆地的金矿总是出现在与不整合相联系的更粗的滞留沉积位置。穿过整个盆地充填的这些砾岩（“矿脉”）不都是相似的，但是可能展现了不同构造属性和与相邻有争议的不同来源相区的关系。了解每个单独砂矿的成因是特殊沉积勘探策略的重点，因为砂矿分布和沿倾向方向倾斜度变化是成因的函数。砂矿沉积的三种成因类型根据层序地层学可以被定义，它形成于强制海退期的不整合面和滨线的海侵转换带。这些地层界面包括陆上不整合面、海退侵蚀面和海侵侵蚀面；作为侵蚀和沉积改造的结果，不整合的三种类型都有堆积实用的滞后沉积（砂矿）的潜力。

在滨线高位正常海退期间，据记录未见三种类型砂矿的形成，但是至少陆上不整合面的一部分和海退侵蚀面一部分可能是高位体系域顶端组合边界的部分（图 4–23）。两种砂矿类型将要在下边的下降期体系域中被讨论。在近岸环境中与海退冲刷相关的砂矿也将在本章海侵体系域中被描述。

第三节　下降期体系域

一、定义和叠置模式

下降期体系域对应的是 Posamentier 等（1988）提出的“低位扇”，在 20 世纪 90 年代早期作为明显的体系域被区分出来，因此 Ainsworth（1991，1992，1994），Hunt（1992），Hunt 和 Tucker（1992），Nummedal（1992）开始对其单独做研究工作。明确的体系域的术语从“下降期”（Ainsworth，1991，1992，1994）变化到“强制海退楔”（Hunt，1992；Hunt 和 Tucker，1992）和“下降海平面”（Nummedal，1992），慢慢的 Anisworth（1991，1992，1994）提出的最简单的专业名称被逐渐接受，随后在近期更多的研究工作中被采用（如 Plint 和 Nummedal，2000）。

下降期体系域包括在滨线强制海退期间所有堆积在沉积盆地中的地层。根据标准层序地层模型，强制海退沉积主要由浅水和深水相组成。在这里浅水相和深水相在盆地的非海相部分随着陆上不整合面的形成同时堆积（图 5–11）。在顶部，下降期体系域被复合的作用面所限制，包括陆上不整合面和与之对应的整合面（Hunt 和 Tucker，1992），及海退侵蚀面中最年轻的部分（图 5–6）。在底部，下降期体系域被强制海退底面（相当于 Posamentier 和 Allen 所提到的相对应整合面，1999）和海退侵蚀面的最古老的部分（图 5–6）所限制。与标准层序地层模型相违背的地方已经被 Blum（1990，1994），Blum 和

Price（1998）所指出。他们证实气候转变可能引发河流的响应，而这种响应相对于所期望的基准面的变化是不同的。举个例子，气候变冷时期（冰川作用）导致了河流的流量减少，尽管海平面是下降的，但是这种情况可能还是引发了河流的加积作用。像这种与传统模型预测相反的“例外”要总是记住，为了避免教条的资料解释。

基准面下降期间，盆地非海相部分中陆上不整合面的形成涉及了一个复杂的过程，包括河流的下切、河流过路（fluvial bypass）、成壤作用和风蚀作用，这方面更多的讨论见第四章。作为一个基本的概念，由基准面下降造成的河流下切仅发生在主要地形坡折（topographic breaks）下面的基准面下侧（例如，沉积或断层的陡坡，陆架边缘等；图 3−31A、图 5−16），因此之前的海上景观的暴露部分比河流平衡剖面要陡（Schumm，1993；Ethridge 等，2001；Posamentier，2001）。在这种环境下，河流下切开始于陆上暴露的陡坡地形地貌的下游末端，并且通过河流尼克点的逆流迁移逐渐向陆上扩散（图 3−31A、图 3−32、图 5−16）。据估算，河流尼克点的迁移率通常是非常高的，每年在几十米的范围内，因此在地质历史时期会出现同时发生的不整合面（Posamentier，2001）。河流尼克点的逆流迁移范围可能也是非常重要的，超过了 200km（可能甚至是 300km）。因此据记载 Java

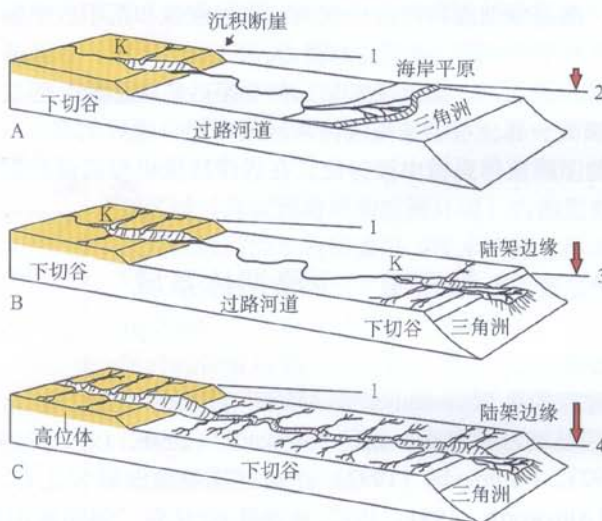


图 5−16　基准面下降期间下切和未下切（过路）的河流体系（修改自 Posamentier，2001）
要注意的是，与过路和加积体系相比较，穿越横断面下切河谷具有 V 型特征和下切分支。由于基准面下降，河流下切仅发生在陆上暴露且比河流斜坡剖面陡的地方。经过河流侵蚀尼克点的上游迁移，河流下切向陆地方向进积（K）。A—基准面下降早期，强制海退滨线仍然在陆架边缘内侧的时候。高位体以河流下切为条件，但是陆上暴露的大陆架的剩余部分可能被未下切河流体系所路过。B—当强制海退滨线下降到陆架边缘海拔以下的时候，河流下切开始影响大陆架。C—基准面下降晚期，整个河流体系被下切的时候。Time1 展示了基准面下降（高位期的结束）起始点的海平面；Time2 展示了基准面下降后期的海平面

海大陆架在基准面下降的晚更新世时期是完全暴露的（Posamentier，2001）。

被废弃在强制海退滨线后面的陆上暴露的大陆架，河流的高位棱柱体到浅海地层提供了沉积地貌 / 陡坡的典型例子。沉积地貌 / 陡坡在基准面下降期间是倾向于河流下切的（图 5−9、图 5−16A、图 5−17）。合成的下切河谷是以 V 型横断面和下切分支为特征的。在图



图 5-17 3D 地震体属性的时间切片，解释了位于 Java 东南部（印度尼西亚）近海现代海底下 72m（90ms）晚更新世下切谷（修改自 Posamentier，2001；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

河流下切由基准面下降超过 110m 造成，这导致了这个大陆架和上部斜坡的陆上暴露。图 A 显示了下切谷的主干大概有 90m 长。河谷系统以短和下切分支河谷为特征，而下切分支河谷在平面图上展示了树枝状模式。古水流被推断向南流，因为是河流系统显示向南方向变宽（Posamentier，2001）。图 A 展示了更深程度的时间切片（大概是 90m/112ms 水下），抓拍了更老（可能是高位）的地形，未下切冲积系统。要注意的是，未下切（高位）和下切（下降期）体系具有相似的曲流带地形，除非后者与下切河谷有联系。未下切和下切曲流带地形的相似是因为下降期河谷的实际下切到前者的高位河流。换句话说就是下切河谷的曲流模式继承了未下切河谷的形态。图 B 是图 A 的下部

5-16A 中所表现的模式下，需要注意到是河流下切沿着倾角范围是有限的，并且受限于最前端斜坡比河流倾斜剖面陡的高位棱柱体（图 5-9）。在大陆架内河流下切的相似过程可能是由构造特性引发的，例如断层陡坡（图 5-18）。不考虑地形陡坡的特性，河流下切是由河流能量的突然增加引起的，而河流能量的增加是由河流剖面坡度的增加引起的（河流剖面的部分比河流均衡剖面要陡）。暴露的海底地形保存河流均衡剖面倾斜度的地方，河流将只绕过大陆架，这是因为需要通过侵蚀或加积补偿的河流能量没有发生变化（图 3-31B、图 5-16A、图 5-18）。在基准面下降期间，这种在强制海退滨线普遍出现的情况保留了陆架边缘的内侧（图 5-16A、图 5-18）。

下降期期间河流下切的过程经常导致高位河流平面图外形形态的保留，此处高位河流的河道曲流模式可能被更年轻的系统继承，并且圈定在下切谷范围内。由于高位河流具有地层层序的最低能量河流系统，它们通常是停滞的、曲流型的，以调节到高曲折度的河道为特征。沿着这样的河道，侵蚀导致了下切曲流带的形成，然后在基准面下降、低位或者海侵的随后阶段期，出现斜坡倾斜度和河流能量的变化（图 5-19）。这里论及的下切曲流带在基准面上升的末端之上，可能保存了高位河流的外形形态。以上意味着在陆上不整合面之上堆积的最早的河流地层不是如标准层序地层模型所指的必须辫状河沉积（图 4-32、图 4-38）。相反的，在由低位和（或）海侵地层组成的下切曲流带和河谷充填的情况下，

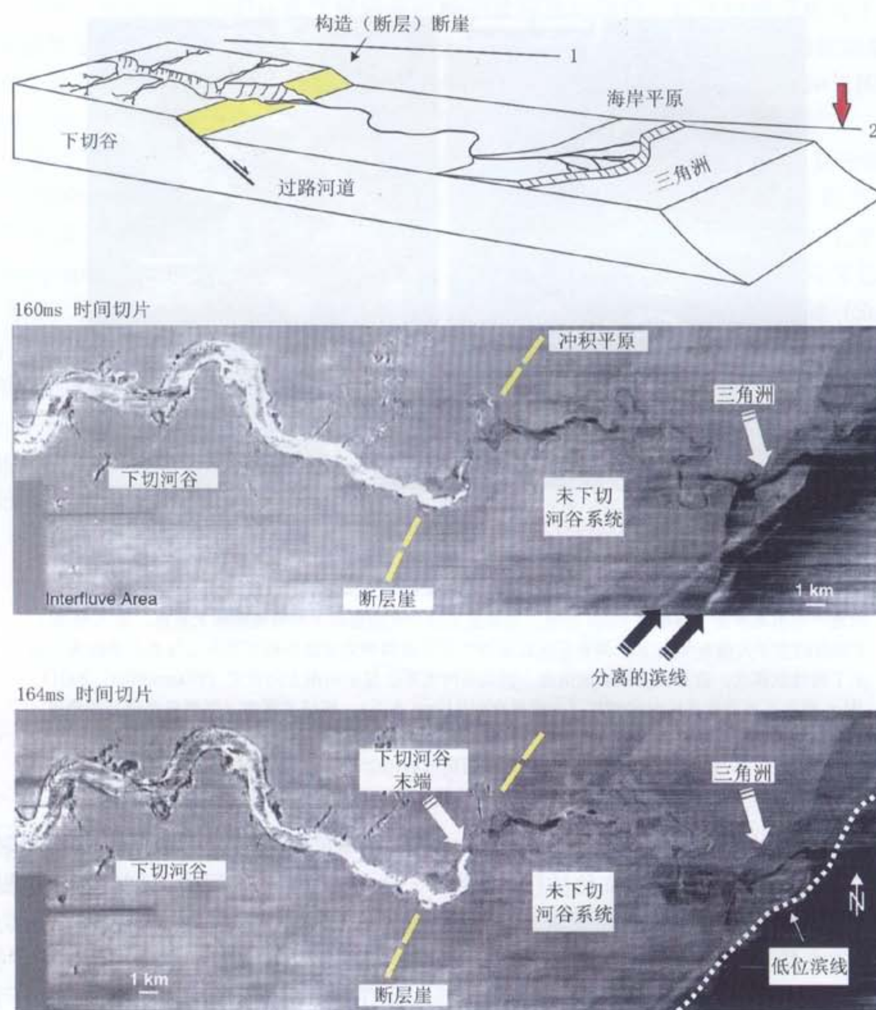


图 5-18 受正常断层影响的大陆架上的下切下降期冲积体系和未下切下降期冲积体系
（图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

块体简图提供了两个 3D 地震属性时间切片所观察到的地质解释，印度尼西亚近海东部 Java 的晚更新世大陆架（见图 2-66 额外的信息）。块体简图的 Time1 和 2 标志了强制海退开始和末期的海平面位置。大陆架上同期的下切和未下切冲积系统之间的边界由与断层崖有联系的地形间断控制。下切河谷的过程影响了正常断层的更加抬升的下盘。由于强制海退末期的滨线保留在了陆架边缘的内侧，河流从断层崖向陆的下游部分是未被下切的。要注意的是，断层崖作为高位体的沉积（地层崖）对河流过程具有同样的作用（见图 5-16 此种情况的比较）

更像是以曲流沉积开始（图 5-19）。穿越陆上不整合面，在未下切河流系统的情况下从曲流到辫状河系统的突然转变（如图 4-16C）是容易达到的，因为不受侵蚀地形限制的河流能更迅速地适应它们的地貌而达到新的能量范围。在下切河谷情况下，这种地貌上的变化更难达到（图 5-19）。在下切河谷，穿越层序边界，随着时间增加的能量水平不是很容易



图 5-19 形成于基准面下降期的下切曲流带

A—地下的例子描述穿过 3D 地震体时间切片，位于马来西亚近海，Malay 盆地大约 77m 海下（从图 5-12 截取的细节；图片由 A.D.Miall 授权使用）。本图中展示的更新世曲流河沉积被解释为低位（正常海退）地层，形成于剩余在陆上不整合面的下切河谷充填的下部（Miall，2002；图 5-12）。要注意的是，下切分支注入到了主要的曲流带。这些分支河道（形成于基准面下降期）稍微比点沙坝年轻一些（年轻的，聚集于基准面上升早期的低位沉积）；B—解释了图 A 中观察到的特征；C—下切曲流带的现代例子（修改自 Press 等，2004）。需要注意的是，这些下切曲流带保存在之前存在的低能量和高弯曲度的高位河流上，这里的高位河流在随后的下降期下切过程中，在它们自己的河谷内变成了圈闭。因此，在基准面上升初期更新的河流加积取代了曲流河而不是辫状河，即使低位河流系统通常被认为相对于高位河流系统具有更高的能量

就能伴随着河流类型相应的变化而变化的。沿南非—纳米比亚边界的 Orange 河就提供了一个很好的例子。尽管随后的差异抬升和坡度的变陡，但是在这里依然保留了从演化早期继承来的曲流河的样式作为低能量系统。在将近 100Ma 的地质历史时期里，Orange 河开始作为一个未下切的曲流系统流入一个相对平整的地势，在这种地势中为了响应大陆级别的构造抬升又逐渐演化成一个下切曲流带（J.D.Ward，私人通信，1997）。甚至到了今天，虽然依照当今的能量级更多的辫状河系统出现在一些区域，使得曲流河中断，河谷变宽和谷壁受到侵蚀，但是这条河流在很大的范围里还保留着原始曲流系统（图 5-20）。



图 5-20 沿着纳米比亚—南非边界的 Orange 河（箭头所指）的卫星图片（图片由 J.D.Ward 授权使用）

当河流是低能量，并流入相对平坦的地形时，这条下切河流系统保留了它之前早期演化继承的曲流河模式，尽管随后斜坡坡度变陡，河流能量增加

下降期的未下切河流系统现在被记录，作为在岩石记录中比在早期标准层序地层模型中更普遍出现。在浅海盆地，这种特殊的情况都具有缓坡断层边缘，例如克拉通盆地和充填的前陆系统，或者强制海退岸线没有下降到陆架边缘海拔以下的大陆架环境（Posamentier，2001；图 5-21）。在层序地层著作中下降期过路河流系统欠解释可能是由于一系列的原因，包括缺少井空间、缺少高分辨率的 3D 地震资料、忽略了水平切片图像和解释方法没有准备好去挑战传统的想法。因此，出现了许多下切谷方面出版的例子可能不是下切系统，而

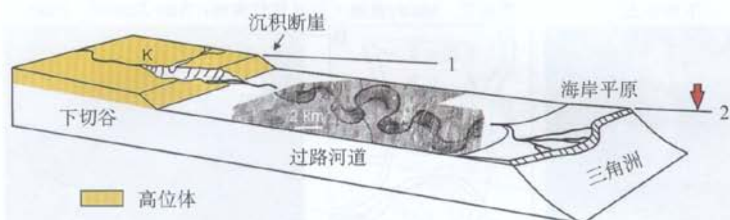


图 5-21　大陆架上的未下切（过路）河流体系在基准面下降是未完全暴露的（印度尼西亚，Java 近海；修改自 Posamentier，2001；地震图片由 H.W.Posamentier 授权使用）
地震振幅水平切片展示了穿过 Java 海中新世陆架，流入到东南方向高弯曲度未下切河道

实际上也就不是（Posamentier，2001）。在距今 0.5Ma 的期间里，当整个陆架和上部斜坡在陆上暴露时，Java 海底陆架揭示了大范围的河流谷下切穿过陆架可能只是发生在三个比较短的时间间隔期间（Posamentier，2001；图 5-22）。结果，如图 5-17 中的下切谷就属于例外而与常规的不同，并且对于晚更新世的大部分时间，穿过 Java 陆架的河流系统是以非下切河道为特征的（图 5-22）。

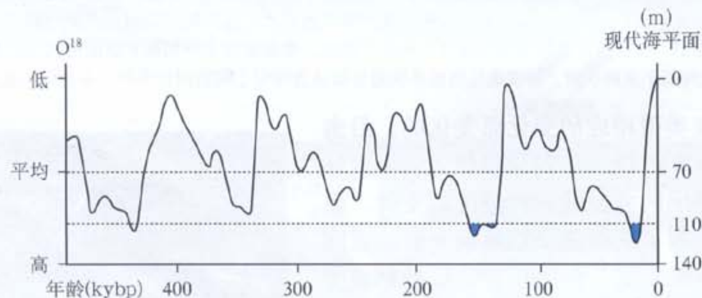


图 5-22　根据氧同位素的晚更新世到全新世的海平面曲线（修改自 Bard 等，1990）
110m 的阈值标记了在现代海平面之下 Java 陆架边缘的深度，在 Java 陆架完全暴露之下已经被证实。现代海平面之下下降低于 110m 导致了未下切河流系统的形成，然而现在水平之下海平面下降超过 110m 导致了穿过陆架的下切谷的形成（Posamentier，2001）。要注意的是，在 Java 陆架演化的过去 0.5Ma 里显然是被存在的未下切河流系统所控制的

将下降期河流系统下切和非下切分离开来是成功的石油勘探和生产策略设计的基础，因为下切河谷的充填和非下切河道对于油气区带类型有着本质上的不同。这些油气区带类型上的不同不仅对河流沉积的石油潜力评估很重要，而且对下降期体系域所有沉积的评估都具有指导意义。例如，不是所有基准面下降的期次都造成河流下切，陆架充分的陆上暴露对于深水油气区带的开发具有重要意义，因此对深水勘探策略的设计也具有很大的意义。所以，对于非下切河流系统存在的提出，陆架未完全暴露的阶段是易于深水环境中富泥沉积物的堆积，相反陆架完全暴露是可能导致深水油气区带形成的——详见深水沉积中基准面低幅度下降及高幅度下降的讨论。关于正确分辨下切与非下切河流系统的标准定义是十分重要的。区分两种油气区带类型的特性总结见图 5-23。地下河流系统的详细图像，像能够提供的三维地震、录井和岩心数据，对于记录它们的地层结构和构造、纵横比、过路系

体系 标准	下切河谷充填	未下切河流或分流河道充填
地层结构	复杂的，沉积体系从河流到河口湾再到开放海域范围	简单，通常只包括河流沉积体系
宽：厚纵横比	低，通常低于 200 ：1	高，有潜力接近 1000 ：1
分支	下切的	未下切
测井响应	不规则的，显示对应关系和并列单元的缺失	和并列单元高对应关系
测井标志	通常被下切河谷削截	保存在相对应整合面的层段
气/油产率	潜力很好	平均

图 5–23　可能辨别下切河谷充填和未下切或分流河道充填标准的总结

不充分的数据（如高精度 3D 地震数据、井数据或岩心资料的缺乏）可能导致两种油气区带类型的混乱，还伴随着整个下降期体系域勘探策略的相反结论（详见文章）。与下切河谷联系的下切分支的存在是在地层分析基础阶段中容易并明确观察到的特征（如图 3–7、图 5–17、图 5–19）。要注意的是，下切河谷充填倾向于形成地层的“异常”，这扰乱了地层标志的连续性和根据 Walther 相律进行相的预测（比较图 5–24 中的两种情况）

统的特征和在整个地层范围里经过分析后河流沉积的位置都是十分必要的。从后来的观点来看，下切谷充填形成了地层的“异常”，与周围的相不具有相关性，而非下切河道充填综合了临近和上覆沉积环境的古地理特征（图 5–24、图 5–25）。需要注意的是，所有下切谷不管是不是原生的（如天气控制与基准面控制）都具有相似的特性（比较见图 3–7、图

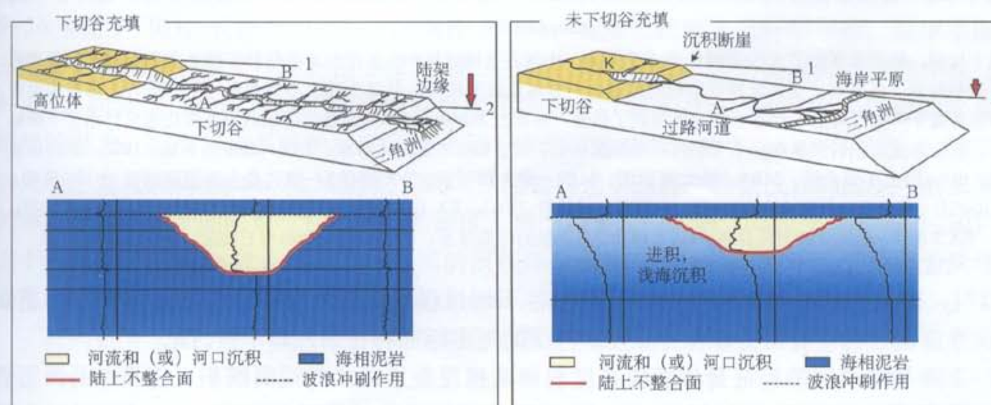


图 5–24　合成的 GR 测井曲线解释了地层前后关系：(I) 下切河谷充填和 (II) 未下切河谷充填（修改自 Posamentier 和 Allen，1999）

下切河谷充填占据了地层关系中一个异常的位置，在这个例子中与并列相没有成因上的关系，在外陆架页岩内，河谷充填完全被淹没。在这个例子中，未下切河谷充填成因上与并列的下伏的相相关，河道可能是部分的冲积或进积于三角洲前缘相之上的三角洲平原环境。在两个块体简图中，1 代表强制海退开始的海平面，2 代表强制海退结束的海平面。K—上游迁移河流的尼克点

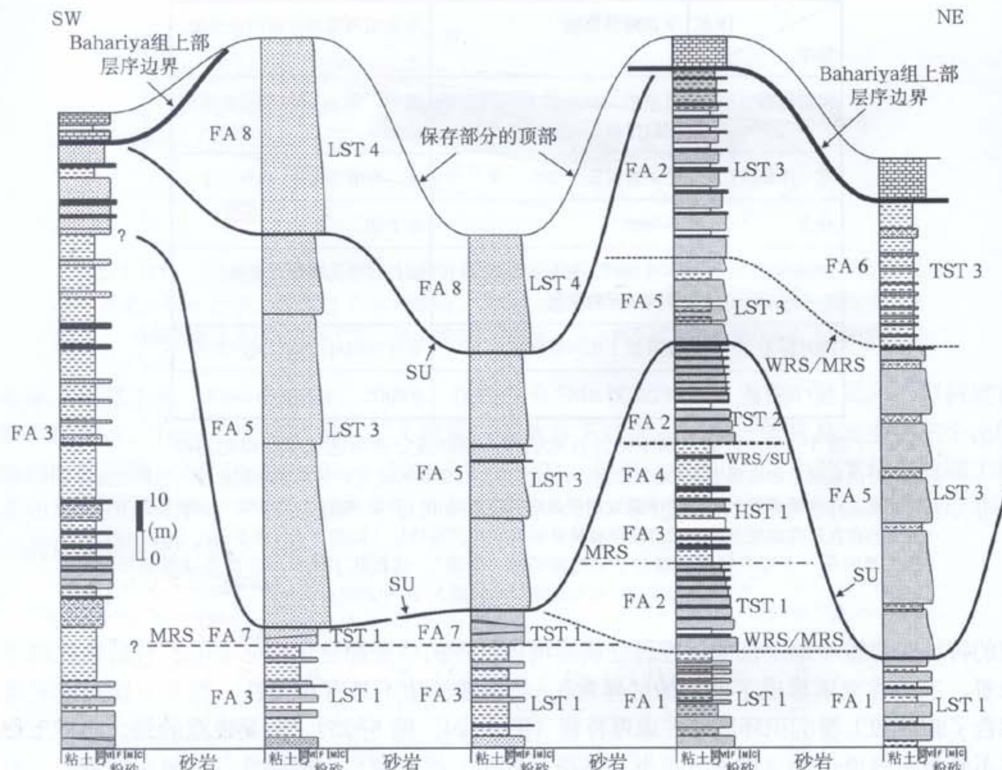


图 5-25　埃及西部沙漠 Bahariya Oasis 的 Bahariya 组下部 Cenomanian 层序地层格架和下切河谷系统（Catuneanu 等，出版中）

对于比例，横剖面覆盖了大约 100km 的水平距离。由河谷下切过程产生的侵蚀地形解释了发生在侧向相对短距离的突然相转变，也解释了受河流侵蚀影响的区域中一些体系域的缺失。与每个陆上不整合面（层序边界）形成相组合的基准面下降幅度可能从河谷下切的量得到了估算，从穿过 Bahariya Oasis 的低位沉积的厚度变化也估计出了下降幅度。低位河流沉积的聚集有利于下切河谷地形起伏的补偿。LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；SU—陆上不整合面；MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面；WRS/MRS—替代最大海退面的波浪—冲刷面；WRS/SU—替代陆上不整合面的波浪—冲刷面，相组合（FA）：FA 1—加积和进积三角洲平原；FA 2—后退准层序；FA 3 和 4—低能量的河流体系；FA 5 和 8—高能量的河流体系；FA 6—外陆架海绿石泥岩；FA 7—海岸沉积

5-17），因此下切谷简单的辨别对于对河谷下切过程负责的外源控制的直接解释是不充分的。在河流过程中能帮助解释外源控制特征的更多标准将在第六章中被讨论。

下降期体系域的特征是伴随快速进积和具超覆叠加模式的浅海沉积（图 5-10），它们与大多数深水海底扇年龄相当（如 Hunt 和 Tucker，1992；Plint 和 Nummedal，2000；图 5-26、图 5-27）。这套体系域由 Hunt 和 Tucker（1992）单独描述过，他们特别提到了斜坡和盆底环境，Plint 和 Nummedal（2000）研究了陆架环境下强制海退的过程和生成物。Posamentier 和 Morris（2000）也提供了浅海强制海退沉积的特征的综合解释，Posamentier 和 Kolla（2003）讨论了基准面下降期间深水环境中最可能沉积元素的堆积。由于被 Plint 和 Nummedal（2000）所指出，以地层超覆模式为特征的强制海退可能被随后的陆上或海

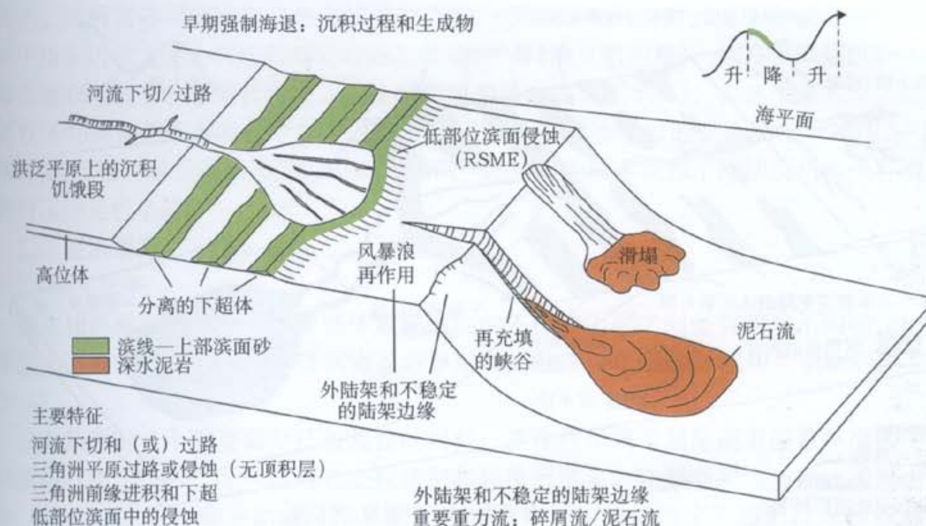


图 5–26　下降期体系域早期的沉积过程和生成物（修改自 Catuneanu，2003）

聚集在此时期大部分的砂都被聚集到分离和退覆滨线到上滨面系统之内。细粒沉积物的大量聚集随泥石流开始于深水环境。两个层序地层界面形成于基准面下降时期：陆上不整合面，随着滨线的后退逐渐向盆地方向扩展；海退侵蚀面（RSME）在低滨面被波浪切割。强制海退底面在所有强制海退地层的底部，包括早期下降泥石流沉积。在某些地方，这个界面可能被 RSME 所改造（图 4–23）

侵沟壑侵蚀所消除了（图 3–22）。在这些案例中，能帮助辨别下降期体系域的大多数实际特征是波浪控制近岸区域里突变底滨面砂体的存在（Plint 和 Nummedal，2000；图 4–21、图 4–28）。对于识别浅海强制海退沉积的额外标准包括：连续滨面沉积分离带的存在（图 5–26 至图 5–30）；长距离海退的存在（图 5–27）；在滨面沉积之上冲积平原、海岸平原或三角洲平原沉积的缺失（对比图 3–27、图 3–35）；顶部陆上不整合面向海下倾的存在（图 4–15）；向盆地方向逐渐推进的平缓斜坡地形的存在（图 5–31）；向海方向平均粒度具有增加的潜力，因为河流系统的坡度在基准面下降期可能变陡（图 5–13），并且存在“缩短”的地层序列（Posamentier 和 Morris，2000）。后者描述了这样一种情况，即海退序列未压实的厚度要远远少于同时期沉积古水深的深度。举个例子，Panther Tongu 砂岩（图 3–30）形成于水深 75 ~ 100m 处，但是其未压实的沉积厚度仅有 25m。这种差别主要是因为滨线强制海退期间的陆上剥蚀（Posamentier 和 Morris，2000）。

在大部分完整的模式中，一个下降期体系域由内到外陆架形成，可能包括陆架上的超覆滨面凸出部分，下超陆坡的陆架边缘三角洲和斜坡以及盆地水下扇（图 4–23、图 4–24、图 5–4—图 5–6）。这些沉积不是必须要同时存在的。在任何特定时期堆积的下降期沉积相的类型，主要依赖于和陆架边缘高度有关的基准面位置，并且还暗含了滨线的位置（图 5–26、图 5–27）。此外，保存在岩石记录中的下降期沉积的类型是依赖于基准面下降程度的，并且在下降末期位于滨线，而不是陆架边缘的。下降期体系域所有部分之中，强制海退期间堆积在陆架上的浅海相最容易受到随后的陆上剥蚀影响，尤其是在陆架边缘海拔之下的基准面下降的地方。

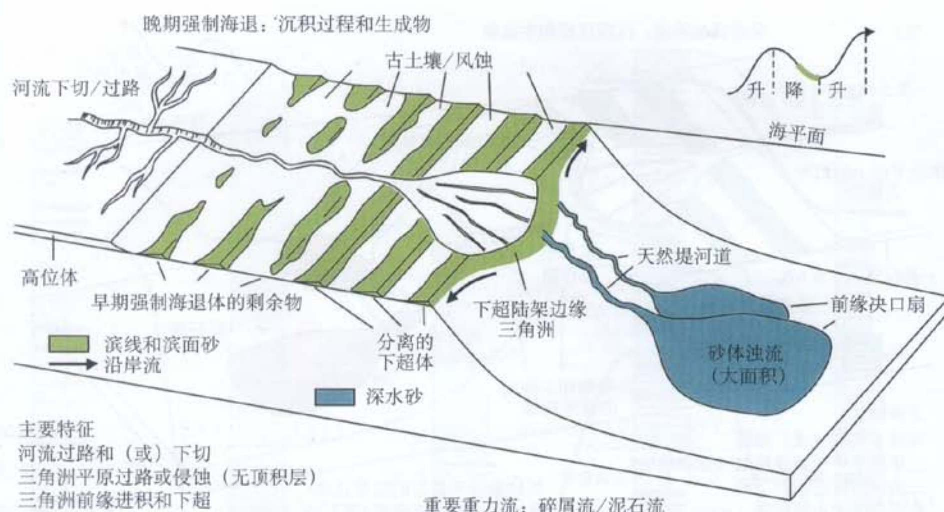


图 5–27　下降期体系域晚期的沉积过程和生成物（修改自 Catuneanu，2003）

沉积物聚集平衡的变化有利于深海海底扇的形成，这里的海底扇聚集了大量的砂。陆上不整合面继续形成和向盆地方向扩展直到基准面下降。滨线下降低于陆架边缘时，海退侵蚀面停止形成，主要是因为大陆坡的海底坡度比需要波浪能量而平衡的滨面剖面陡。要注意的是，河流体系可能下切至高位体，但可能仅路过陆上暴露陆架的剩余部分，除非基准面下降到了陆架边缘海拔以下。深海盆地的浊积流由高密度型所控，因为沉积供给的大量聚集，因此整个过程中它们容易过载和发生加积作用（沉积载荷>流体能量）

对于基准面低幅度的下降，强制海退期间基准面保持在陆架边缘海拔之上的时候（图 4–23、图 5–6），下降期典型沉积包括超覆三角洲、滨面朵体、陆架巨厚层（shelf macroform）和深海（斜坡和盆底）海底扇。在这些情况中，陆架一部分地区仍然是被浸没的，没有陆架边缘三角洲形成，深水扇以细粒沉积物为主（图 5–26）。下降期间前积到陆架的强制海退三角洲向盆地方向变细（图 5–31），并且假定具有相同体积的沉积物在每个连续的三角洲朵体中存在，它们沿着地层走向变宽（图 5–13），因此在下降期体系域顶部的强制海退陆架三角洲砂岩储层的连通性有希望被提高。在同一时间，强制海退期中河流斜坡的坡度逐渐变陡导致了沉积物粗度的下降，这类沉积物出现在超覆三角洲体上，进一步增加了下降期晚期三角洲砂岩的储层质量（Posamentier 和 Morris，2000；图 5–13）。强制海退期堆积在陆架环境的滨面沉积是底部突变的，除了在下降最早期的滨面沉积是底部渐变（图 4–23、图 5–6）。这些浅海下降期地层的保存潜力是与基准面下降幅度呈反比的。强制海退期间，随着滨面向陆架边缘靠近，陆架边缘三角洲将形成并供给粗粒物质进入深水环境（图 5–27）。在同一时间段，由于陆上暴露陆架而废弃的线性古滨面砂岩体，现在开始受到河流和风的破坏。对于没有下降到陆架边缘海拔以下的基准面，河流系统可能仅是下切了高位体，穿过了剩余的陆架（Posamentier，2001；图 5–27）。

对于高幅度下降的基准面，当基准面下降到陆架海拔以下的时候（图 5–4），具有超覆形态的陆架边缘三角洲将进积和下超到大陆斜坡之上，同期在深水环境中伴随着重要的重力流沉积现象。这些重力流主要由高密度浊流组成，而高密度浊流是潜在的富砂河流沉积

带来的。这种富砂河流沉积是由分流河道直接向深水环境供给的。由于海退侵蚀面不可能形成于陆架边缘之上，而在相对陡的陆架斜坡上（讨论见第四章），这些下降期沉积以陆上不整合面和与之对应的整合为顶，以强制海退底面为底（图 5-4）。在这个模式里，河流可能不仅下切高位体，而且也下切了在强制海退初始阶段被浸没的剩余陆架（如图 5-16 中的事件 C）。强制海退最早期阶段时期，堆积在陆架上的所有浅海下降期沉积的保存潜力在这种情况中是极小的。

二、经济潜力

1. 油气区带

储层相的形成和分布在下降期体系域地层的下部和上部之间是有明显不同的。出于这种原因，下面的讨论将聚焦于强制海退的早期和晚期阶段不同的过程和生成物（图 5-26、图 5-27）。

当大陆架的一个重要部分还被浸没的时候，滨岸线早期强制海退对应着基准面下降的早期阶段（图 5-26）。滨岸线的轨迹被进积和超覆所定义，伴随着河流侵蚀或河流上游的过路（bypass）。三角洲平原或海岸平原环境加积作用的缺乏阻止了海退海岸顶积层的形成。在这些环境下，进积滨面或三角洲前缘沉积被陆上不整合面削截（图 3-27）。由于基准面的下降，长条状下退的（downstepping）海滩—上部滨面砂体可能在陆上暴露的陆架上被废弃（图 5-26）。这些古滨线砂通常都很窄（数米的范围）并且是分离的（如被沟壑分开；图 5-28—图 5-30）。分离的程度依赖于沉积供给的相互作用和基准面下降的程度（图

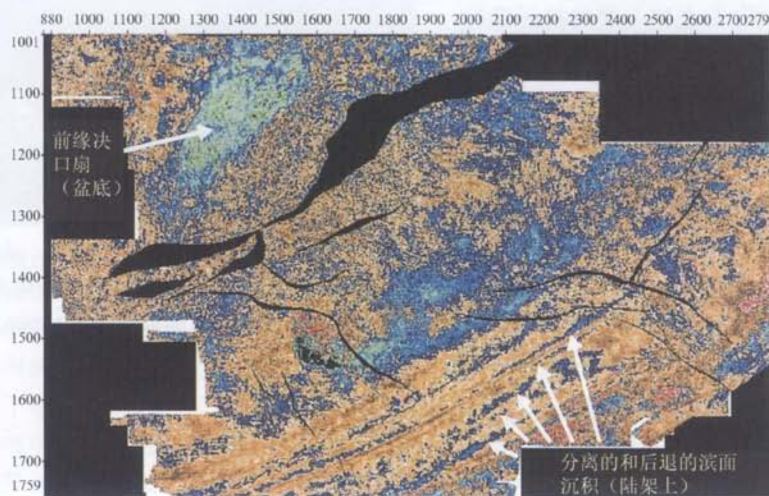


图 5-28　沿地震水平面的振幅提取图（Catuneanu 等，2003a；PEMEX 授权使用图片）
表现了分离的和后退强制海退滨面在大陆架上的沉积。蓝色代表砂岩，橘红色代表泥岩

3-33；Posamentier 和 Morris，2000）。在早期下降时期，滨岸线依然远离陆架边缘，因此没有河流带来的砂被直接输送到大陆坡。实际上，风暴流底的末端造成了外陆架的不稳定，这就触动了重力流向深水环境的过程。在早期高位正常海退期间和强制海退最早期阶段期间，这些重力流包括了在外陆架上部斜坡区域堆积的细粒沉积物。



图 5-29　分离的古滨线（箭头）被与基准面下降有关系的强制海退落在了后边，此处的基准面下降是全新世冰川均衡回弹造成的

图中表现的水平距离为大约 6km。加拿大 Arctics，Melville 岛，Dundas Peninsula

基准面下降时期，早期强制海退阶段的储层主要表现为陆架上被废弃的退覆和向下退的古滨线砂体和滨面砂（图 5-14、图 5-26）。这些砂体虽然很窄并且是分离的，但沿着地层走向可能都具有非常好的横向延展性（图 5-26），并可能在很充分的三维地震资料振幅提取的图上显示出来（图 5-28）。在这个时期不是所有的河流储层都如预料的在发展，因为，根据标准层序地层模型，盆地的非海相部分受控于过路或下切过程（图 5-11、图 5-14、图 5-26）。深水海底扇最底部（早期下降）展示了差储层的特性，因为低的砂 / 泥比，并且通常在地震资料表现出清楚的和（或）杂乱的地震相（如图 5-32 清楚的相 A）。这些富泥粘结碎屑流（图 5-26 中的泥石流）的塑性表现赋予了可能在二维和三维地震资料被观察到的额外的特性，包括逆冲断层和与之相关联的挤压隆起，及在底部的擦痕和沟槽（Posamentier 和 Kolla，2003）。像富泥的深水沉积的特性在钻井之前当然对于识别地震数据是重要的。逆冲断层和挤压隆起的形成是由泥石流到减速稳定的趋势造成的，归因于泥浆基质的高内部能量（粘结性）。这种“塑性”流动的表现，相较于浊流“液态”的表现，解释了泥石流沉积相对于浊流更易堆积于深水环境中更近端的区域（图 5-26 和图 5-27 通过前缘朵体 / 决口扇的相对位置进行了解释）。深水粘结碎屑流（泥石流）沉积的地震例子，总结了它们的定义特征，由图 5-33—图 5-36 所展现。这些特性包括：由流体产生的高侵蚀地形（图 5-33）；海底之上塑性流的阻力造成的盆地沟槽的



图 5-30　与基准面下降有关的分离和后退的海岸（箭头）和由全新世冰川均衡回弹造成的滨线的强制海退

图中表现的水平距离为大约 6km。加拿大 Arctics，Melville 岛，Dundas Peninsula

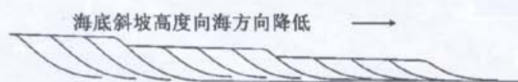


图 5-31　陆架型环境中向海方向减小的浅水斜坡高度对应着基准面下降（修改自 Posamentier 和 Morris，2000）

这个趋势是特别典型的河控三角洲环境，这种环境下斜坡比波浪平衡剖面窄，因此没有波浪冲刷影响更低的滨面到内部陆架环境。这就是为什么海退侵蚀面没有在图中显现的原因

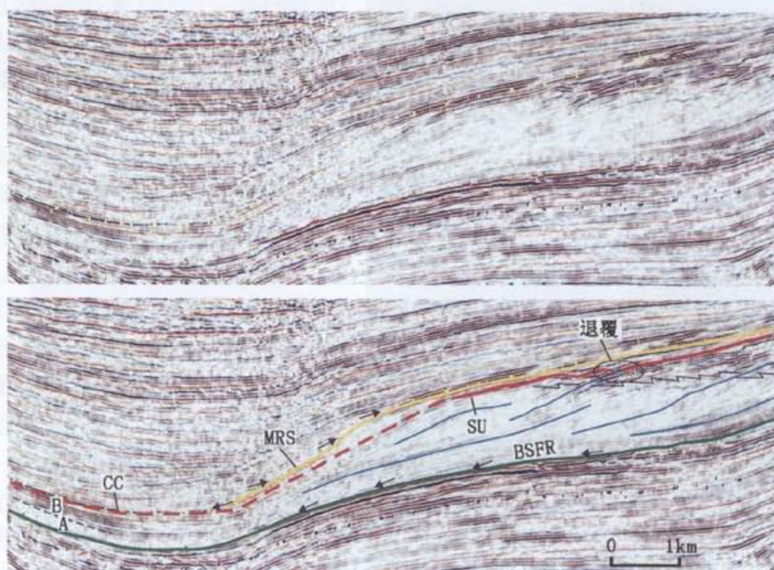


图 5-32 未解释的和解释的地震测线表明了在深水环境中泥石流（相 A—早期强制海退）和浊流（相 B—晚期强制海退）沉积之间相的比较（Catuneanu 等，2003a；图片由 PEMEX 授权使用）

要注意的是，在与退覆联系的最年轻的斜坡盆地内，海底扇粗粒相的顶部被延展的部分所标记（如相对应整合面，据 Hunt 和 Tucker，1992）。在这个例子中，最大海退界面下超到相对应整合面，因此没有明显的低位正常海退沉积出现在晚期强制海退浊积流之上。BSFR—强制海退基准面；SU—陆上不整合面；CC—相对应整合面（据 Hunt 和 Tucker，1992），MRS—最大海退界面

存在（图 5-34）；流体塑性表现所反射的内部杂乱 / 扭曲地震相，因为根据重量流体减速趋于稳定而不是允许沉积物沉积（图 5-35）；内部逆冲断层及在泥石流沉积顶部与之相关的挤压隆起的存在，这些再次反映了流体的塑性流动性质（图 5-36）。

在滨线，当大部分（而不是全部）大陆架变成陆上暴露的时候，强制海退晚期对应着基准面下降的前期阶段（图 5-27）。在这个时期，由于河流的加长和风的破坏，早期强制海退古滨线砂体可能脱离了它们原来的线性地形（图 4-31C、图 5-27）。随着滨线靠近陆架边缘，河流沉积开始被直接向陆坡输送，这样造成了主要的重力流沉积。额外的沉积供给由河流下切上游的过程造成。对于河流和滨线系统可容空间的缺失解释了堆积于这一时期深水环境中浊积体大面积分布的原因（图 5-14、图 5-27）。在下降阶段，随着沉积转移点逐渐向陆架边缘靠接，强制海退海底扇的所有垂直剖面向上变粗，伴随着泥石流向砂岩浊积体的转变（图 4-18、图 5-4、图 5-11、图 5-32、图 5-37）。

根据上边过程的描述，可能形成于与强制海退晚期有关的最好油气区带是砂岩浊积体及深水海底扇（图 5-14、图 5-27）。这些储层形成于盆地扇最粗的部分，被相当的整合所覆盖（Hunt 和 Tucker，1992；图 4-18、图 5-5），并且他们在二维地震测线的位置可能由绘制最年轻的，伴随着地层终止向上倾的超覆型的斜坡图而被推断出来（图 4-17、图 5-32、图 5-38）。在强制海退的晚期阶段，浊流的触发易产生高砂 / 泥比和高沉积物 / 水比，是由于陆架边缘河流体系造成的大量陆源沉积物供给（图 5-37）。由于它们高密度的

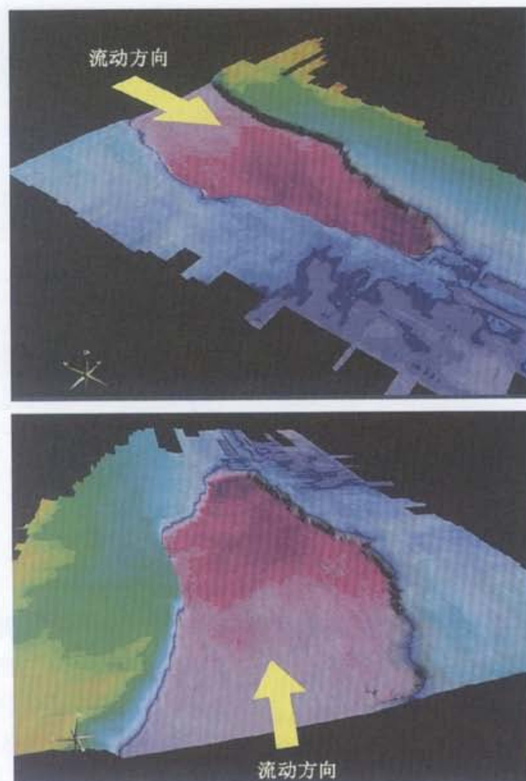


图 5-33　海底之上由粘结碎屑流（泥石流）运动造成的侵蚀地形（更新世，墨西哥湾；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

这张地震图片中显示的冲刷地形的尺度如下：约 30km 长，最大宽度约 12.5km，深约 240m

特性（高沉积物 / 水比），这些浊流容易被超负荷，这有利于大陆坡上河道加积和天然堤的建设，与峡谷下切相反（图 5-27、图 5-39、图 5-40）。由于天然堤由流体的细粒沉积碎屑所建造，细粒物质的缺乏使得浊流的原始沉积混合物具有了高砂 / 泥比（如泥质的缺乏维持了天然堤在长距离里的建造）。因此，天然堤高度快速降低到流体以下，并且当浊流变得不受限制的时候，前端的决口扇堆积到相对较近的斜坡坡脚地带，即使相对于早期的泥石流体来说是更远的（图 5-4、图 5-41、图 5-42；比较图 5-26、图 5-27）。斜坡上的河道充填和盆底的前缘决口扇都是偏砂的，因此有很好的储层潜力（图 5-42）。斜坡上的天然堤河道可能被限制在更老的海底峡谷内，或者可能形成于斜坡峡谷之间。基准面旋回的不同阶段期间，前文提到的深水环境沉积过程和生成物将在第六章中得到更进一步的讨论。除了海底扇和伴生的补给天然堤河道，额外的勘探潜力是进积到陆坡顶部的超覆陆架边缘三角洲体，和滨线强制海退期间废弃于陆架上走向方向的长条状砂体（图

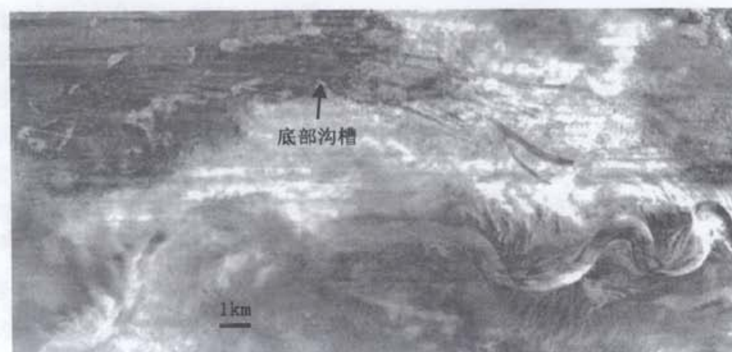


图 5-34　地震时间切片展示了泥石流沉积底部的沟槽（图片左侧上部；更新世，墨西哥湾东部；修改自 Posamentier，2003；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

这些擦痕是由拖曳力造成的，而这股拖曳力是未固结基底之上的塑性流造成的。时间切片展示了振幅——见图 2-51 沿相同界面的地震相可视化。这张图片是穿时的，因为切片右侧下部展示了稍微老一些和河道化的浊积流系统

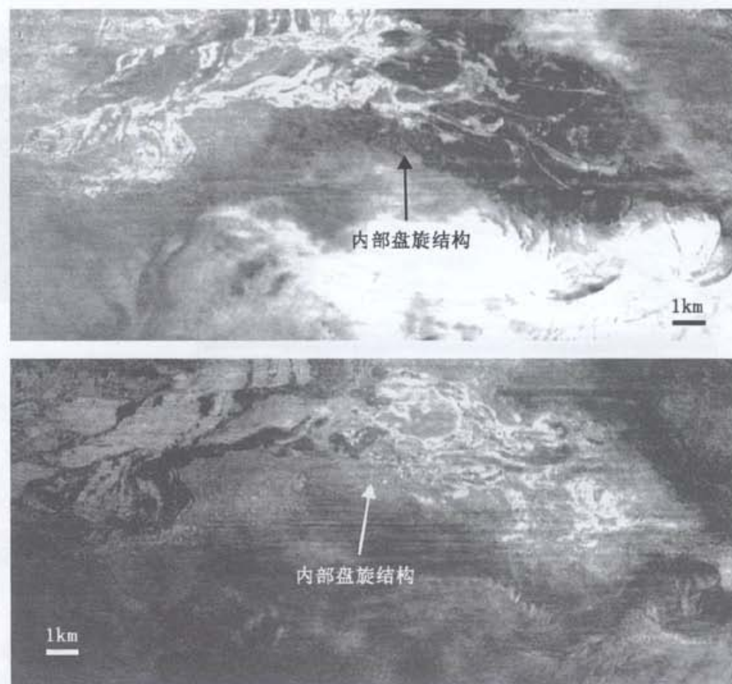


图 5-35　地震时间切片展示了内部扭曲的 / 盘旋的碎屑流沉积结构（图片右侧上部），这种碎屑流是在减速过程中流体趋向稳定造成的（更新世，墨西哥湾东部；修改自 Posamentier，2003；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

泥石流中沉积物 / 水混合的稠密和塑性的特性不能使得沉积物从悬浮状态中稳定下来；取而代之的是，当斜坡角度减小到大约 1° 的严格阈值之下的时候，流体突然停止运动。这解释了泥石流沉积层的缺失和图 5-36 中其他的结构特征。这两张地震时间切片比图 5-34 稍微靠上一些

5-27）。就早期强制海退来说，在这个时期河流相储层不会形成（图 5-14）。

堆积于大陆架海岸到浅海下降期储层勘探的主要风险是由于顶部盖层相的发育不充分而导致充注潜力的缺乏。实际上，上覆低位河流洪积平原泥岩和（或）河流或海洋海侵泥岩出现的地方可能盖住了下降期体系域分离的滨线到滨面的砂岩。因此，所有的体系域，每个单独储层的勘探潜力都要在独立研究的基础上被评定。下降期体系域的深水环境储层，在一个完整地层层序会有一些好的油气区带形成是有争议的，但是相对于它们的海岸到浅海的对应部分其涉及的风险是很小的，主要是因为盆地的深部通常对烃源岩和盖层的堆积更有助。所有下伏和上覆体系域（低位、海侵和高位）可能都各自为下降期浊流储层提供了烃源岩和盖层。

2. 煤炭资源

基准面下降阶段是不利于煤线堆积和随后的煤炭发育的，因为可容空间是负数，非海相环境在河间区域通常以河谷下切和（或）古土壤的发育为条件（图 5-15）。因此，根据标准层序地层模型（图 4-6），基准面下降时期发生在非海相界面过程在岩石记录中仅有的侵蚀残留物就是陆上不整合。这个“标准”的观点是基于下伏的假设，那就是河流的发

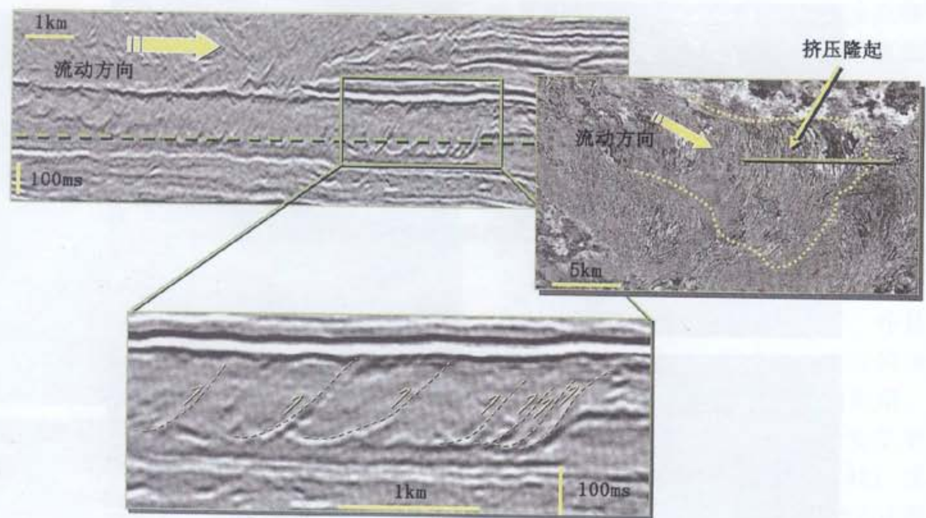
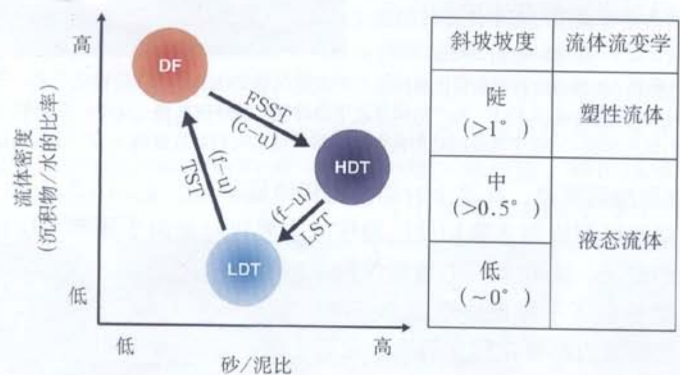


图 5-36　泥石流沉积的挤压结构，泥石流是在减速过程中流体趋向稳定造成的（更新世，墨西哥湾；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

根据它的塑性流变学，一旦剪切力变得小于沉积物/水体混合物内部的剪切力，流体就“固结”了。当到达斜坡底部区域的时候，流体固结之初的前端部分扮演了一个阻碍剩余沉积物/水体混合物倒塌的角色。这使得内部逆冲断层得以形成（看横剖面图），它们在泥石流沉积顶部的表现被挤压脊所替代（看平面图）



斜坡坡度	流体流变学
陡（>1°）	塑性流体
中（>0.5°）	液态流体
低（~0°）	

图 5-37　下降期低位和海侵体系域形成期间，深水环境中重力流重要类型的变化趋势

DF—粘结碎屑流（泥石流）；HDT—高密度浊流；LDT—低密度浊流；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；c-u—向上变粗；f-u—向上变细。表中显示了三种主要类型重力流移动所需要的最小坡度和每种流体类型的流变学。这些流体特征解释了为什么相对于浊流而泥石流易于穿越更短的距离，及为什么低密度浊流可能比高密度浊流能进入盆地更远的距离。后者也被低密度浊流的低砂/泥比所促进，使得天然堤能够在很大范围形成。详见第五章和第六章的文章

展是由基准面变化控制的。根据第三章和第四章的讨论，这个发展/响应关系对于河流系统的下游河段是明显正确的，但是由于天气因素的干扰可能使河流受到了严重的变形。举个例子，在冰川时期，河流排量的降低可能导致河流加积作用，尽管是海平面下降阶段

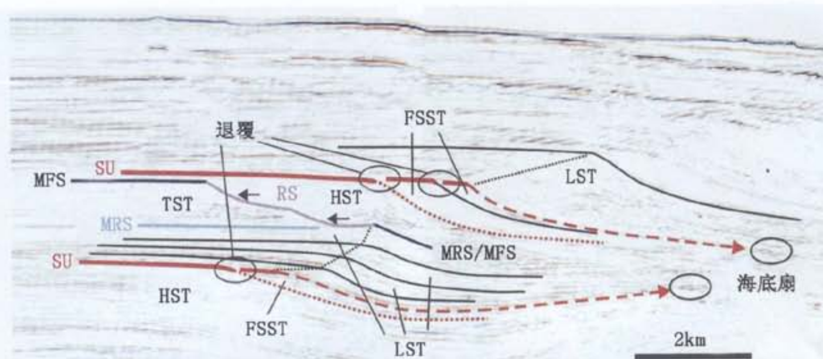


图 5-38 被解释的地震测线展示了层序格架内最佳深水储层的位置（Catuneanu 等，2003a；图片由 PEMEX 授权使用）

见图 2-65 未解释的地震测线。地层终止的退覆类型非常有利于深水勘探，因为与退覆有联系的最年轻的斜坡（如相对应整合面，据 Hunt 和 Tucker，1992；图中虚线）导致了深水相顶部最粗粒沉积。FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；SU—陆上不整合面；RS—海侵侵蚀面；MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面

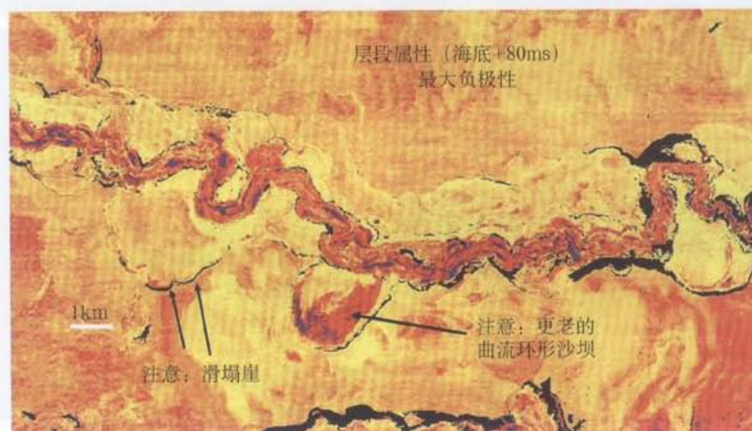


图 5-39 陆坡环境中高弯曲度水道化浊流体系（晚更新世，Nigeria 近海；修改自 Posamentier 和 Kolla，2003；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

流动方向从右到左。陆坡上天然堤河道的形成是高密度浊流情况下最可能发生的，这在高坡度环境可能发生过载（沉积物载荷>能量），因此发生加积作用。相反，低密度浊流容易在陆坡环境中被冲刷（负载不足）。高密度浊流的表现最可能发生在强制海退晚期阶段，当陆源沉积物向深水供给达到最大的时候

(Blum，1990，1994)。实际上，在这些例子中，寒冷的天气是不利于任何重要的煤线沉积堆积的。

3. *砂矿沉积*

基准面旋回下降期时的界面过程通常被认为对砂矿的形成是有帮助的。根据标准层序地层模型，侵蚀过程在强制海退期间被认为影响了非海相和波控浅海环境，分别导致了陆上不整合面的形成和海退侵蚀面（图 3-27）。这两种类型的不整合面在盆地内有不同的地

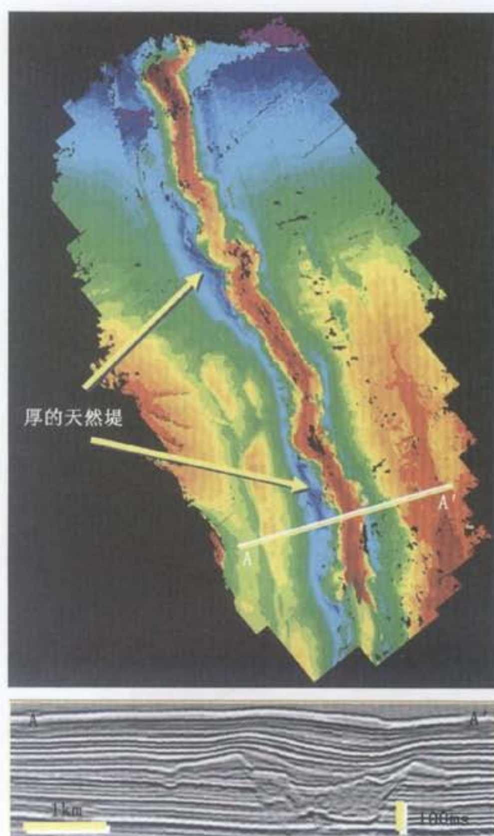


图 5-40　陆架环境上部斜坡的浊流天然堤水道（晚更新世，De Soto Canyon 区域，墨西哥湾；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

看地震等时线图，河道弯曲度明显高于天然堤弯曲度。2D 地震测线（A—A′）展示了天然堤沉积的楔形地形。天然堤的存在展示了高密度浊流，浊流的沉积物 / 水体比率高到足够发生加积作用甚至在很陡的陆架斜坡上。天然堤最可能形成于强制海退晚期，当陆源沉积物向深水供给达到最大的时候。沉积物流入量超过了陡陆坡的流体高能量，导致了水道化浊流系统的加积作用。天然堤是加积浊流体系内沉积物 / 水体混合物运动期间保持流体限制的重要沉积因素。由于天然堤被沉积物 / 水体混合物的细粒沉积碎屑建造，当体系没有泥岩的时候流体发生倒塌，导致了天然堤河道末端前缘决口扇的形成（图 5-41）。由于高砂 / 泥比通常是高密度浊流的特征，前缘决口扇就易于在最前端的位置被发现，是接近于陆坡趾部位置（如泥岩的不充足保持了天然堤在大范围里的形成）。在同时的沉积作用中，前缘决口扇的位置可能因此提供了评判浊流类型（高与低密度）的额外标准。比例尺方面，天然堤河道在地震等时线图中大约为 1.8km 宽

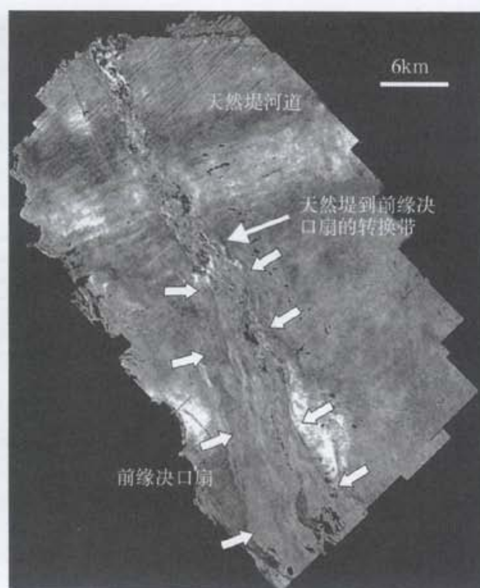


图 5-41　加积浊流体系中天然堤河道向前端决口扇的转化（晚更新世，De Soto Canyon 区域，墨西哥湾；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

陆坡上加积天然堤河道的存在说明了高密度浊流的过载（沉积物载荷>流体能量）。天然堤河道向前缘决口扇的转化发生于低于严格阈值的天然堤高度减少的地方，此处的严格阈值需要保持河流的限制。就高密度浊积流（相对于低密度）来说，这个转换发生在更前端位置，主要是因为前者的低泥含量（图 5-40）。比例尺方面，图片上部的天然堤为 1.8km 宽

理分布，即使它们可能部分的超覆于古滨线的区域（图 3-27），因此它们的不同对于勘探和产量策略的设计是很重要的。

由于有助于侵蚀的持续期和下伏高位沉积的再作用，陆上不整合面是砂矿形成最重要的层序界面。在这种情况下，侵蚀与河流和风的破坏过程联系了起来，并发生于海岸基准面下降的整个时期。晚期高位河流沉积的再作用是非常易于重要的滞留沉积发育的，这是由于堆积于非常低可容空间河道合并的特性。举个例子，10cm 厚单独河道滞留沉积的堆积可能产生 1m 厚滞留（砂矿）沉积的形成。在

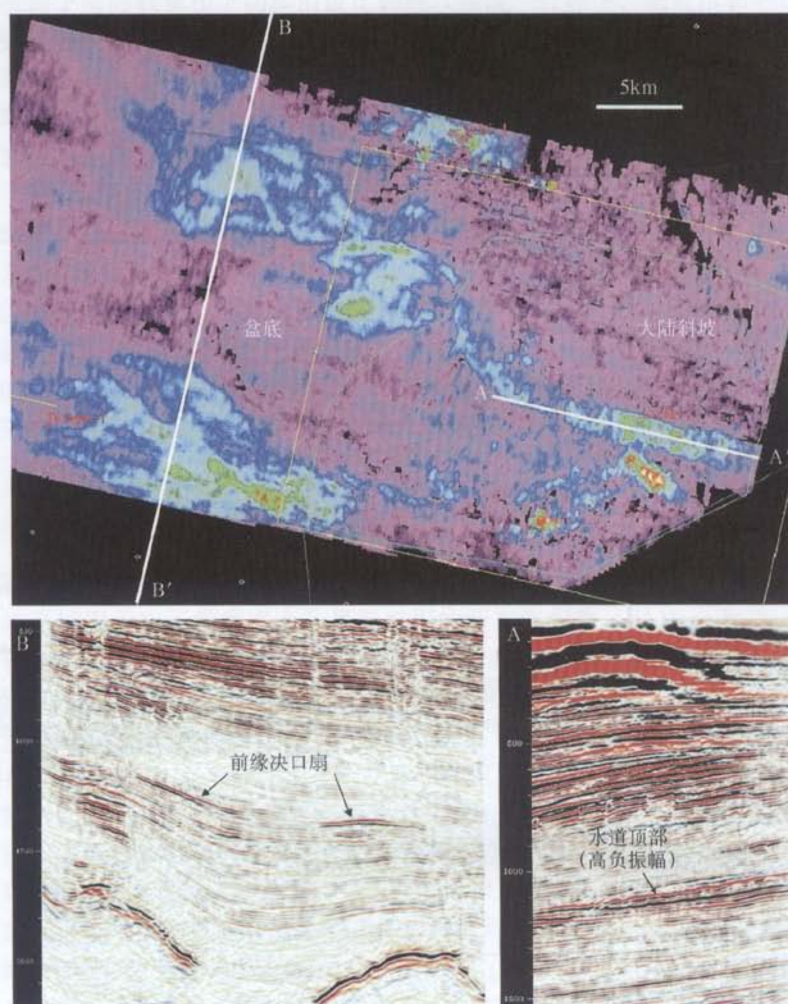


图 5-42 深水浊流系统，包括砂控的盆地前缘决口扇和与之有联系的充填砂的陆坡上的海底水道（Catuneanu 等，2003a；图片由 PEMEX 授权使用）

陆上的河道加积和接近斜坡趾部的前缘决口扇的位置是高密度浊流（过载，伴随高砂 / 泥比）的暗示，这是强制海退晚期的特征。这些特征提供了区别下降期体系域的高密度浊流与低位和早期海侵体系域的低密度浊流（斜坡上的冲刷河道和位于盆地深处的前缘决口扇）的重要标准

Witwatersrand 盆地覆盖在 Vaal 礁上的 Zandpan 堆积体就是众多砂矿与不整合面有关联的例子之一（Catuneanu 和 Biddulph，2001；图 5-43）。

强制海退的同一阶段，从滨面到内陆架环境的波浪冲刷可能导致了其他滞后沉积，这一时期是与浅海相有关联的。Vaal 礁的上部，0.8m 厚，是 Witwatersrand 盆地重要的金矿之一，已经被证实与海退侵蚀面有关系（图 5-43）。

穿过这些不整合面，沉积相的关系对建立它们的特性和层序地层特征是非常重要的

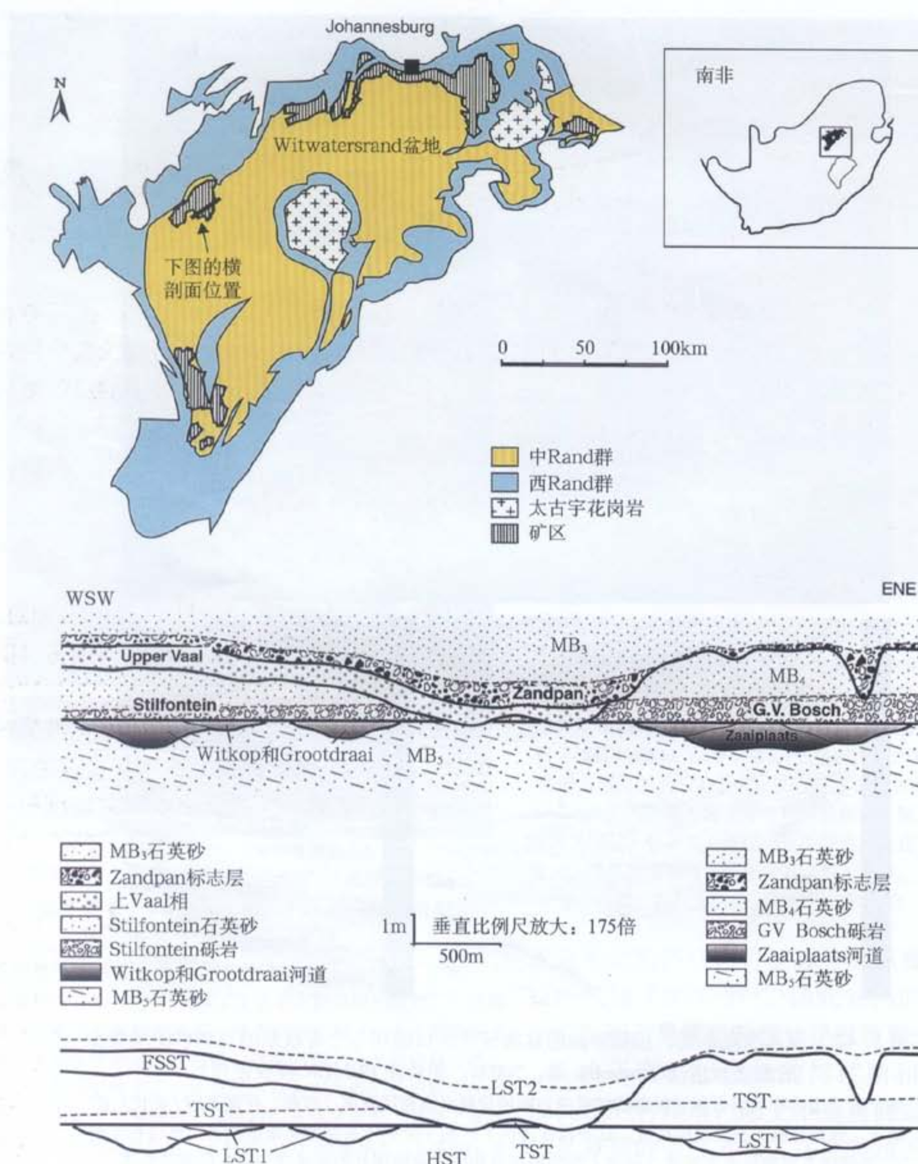


图 5-43 横剖面展现了层序地层格架内的金矿位置（“礁”：Zandpan，上 Vaal，B.V.Bosch 和 Stilfontein 底）（修改自 Catuneanu 和 Biddulph，2001）

见横剖面位置图。沉积环境：三角洲（MB_5，Vaal 上部）、河流（Witkop，Grootdraai，Zaaiplaats，Zandpan，MB_3）和海侵浅海（Stilfontein，G.V.Bosch，MB_4）。LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域

（图 4–9），反过来对评估与之相关砂矿的地理分布和沿倾向方向预测粒级和砂矿成色的变化也是非常重要的。在陆上不整合的情况中，再作用的级别和滞后沉积暗含的结构成熟度

都是与基准面下降的数量和下切作用成比例的。在这一过程中，细粒沉积物碎屑被移除，粗碎屑得到了堆积。沿倾向方向，当河流下切的量对应着基准面下降变化的时候，通常向上游方向是降低的，最好质量的礁在临近古滨线的地方易于被发现。像礁的质量不仅在上游有所下降，而且还变薄直到它最后消失于受基准面变化影响区域的上部。依赖于古滨线和盆地近源区的距离，砂矿可能沿着盆地边缘没有出现物理性质变化，如果勘探仅是根据盆地边缘不整合面图片的话，那是见不到砂矿沉积的。同样的，覆盖于海退侵蚀面的浅海强制海退砂矿，在基准面下降开始，仅发育于相对古滨线的滨外，在依靠盆地边缘不整合面图的地方也是不见砂矿沉积的。

滨线因此是砂矿勘探的重要元素，因为它限制了所有砂矿类型的侧向发育。与不整合面相关的砂矿可能仅在相对于下降结束的古滨线向陆方向被发现，因此海退侵蚀面只能在下降开始的古滨线向海方向形成。所以，一个成功的勘探计划必须包括在可靠的层序地层模型被建立的基础上，连续时间段内古地理的重建。

第四节　低位体系域

一、定义和叠置模式

低位体系域限于在正常海退上升早期堆积的所有沉积物（据 Hunt 和 Tucker，1992），其在底部以陆上不整合面及海相与之相对应的整合面为界，在顶部以最大海退面为界（图 4-6、图 5-4、图 5-5）。随着强制海退，大陆架的位置在基准面上升初期仍然有部分被浸没，低位体系域的底部混合边界可能也包括海退侵蚀面的最年轻部分（图 5-6，也可见图 4-23，讨论见第四章）。当上升速率被沉积速率超过的时候，基准面上升的早期阶段期间，低位体系域形成了（正常海退的例子；图 4-5、图 4-6）。因此，穿越整个沉积盆地沉积过程和叠置模式由低速加积和进积所控制。由于可容空间是由基准面上升所创造，这个“低位楔”通常被认为包括整套沉积体系，从河流到海岸、浅海到深海（图 5-44）。

典型的低位沉积由非海相和浅海部分最粗的沉积碎屑组成，即非海相向上变细剖面的低部位和海相连续沉积向上变粗剖面中的最上部位（图 4-6）。实际上，沉积物平衡计算指出了海相连续沉积内所观察到的粒度变化趋势与年龄相当的深水沉积为特征的粒度变化趋势无关（图 5-11）。因此，在开始于基准面上升初期的加积河流和海岸到浅水体系内部的粗粒沉积物碎屑的优先圈闭，不仅降低了供给到深水环境中砂岩的数量，而且降低了输送到浊流沉积物的砂 / 泥比。结果使得海底扇合成物的低位沉积相对于下伏的晚期强制海退沉积来说全部都是细粒沉积（图 5-5）。在低位正常海退期间，输送到重力流的最大沉积颗粒粒度也被认为是随着时间而降低的，主要是由于河流坡度的降低和随后的基准面上升初期的搬运能力（图 5-11）。这样与强制海退晚期高密度浊流相比较（图 5-27），低位体系域深水部分主要受低密度浊流控制（图 5-44）。基准面上升初期的高密度到低密度浊流的过渡见图 5-37。由于低沉积物 / 水的比率，低密度浊流在大陆架容易被欠载（相对于沉积物的载荷具有高能量），在河道沟槽而不是加积作用的地方这种情况经常被记录（图 5-44、图 5-45）。除了大陆坡的坡脚以外，盆底的低位浊积流可能由于能量的下降而变得过载，响应了海底坡度的降低。因此，盆底环境可能记录了低位正常海退期间天然堤河道的加积

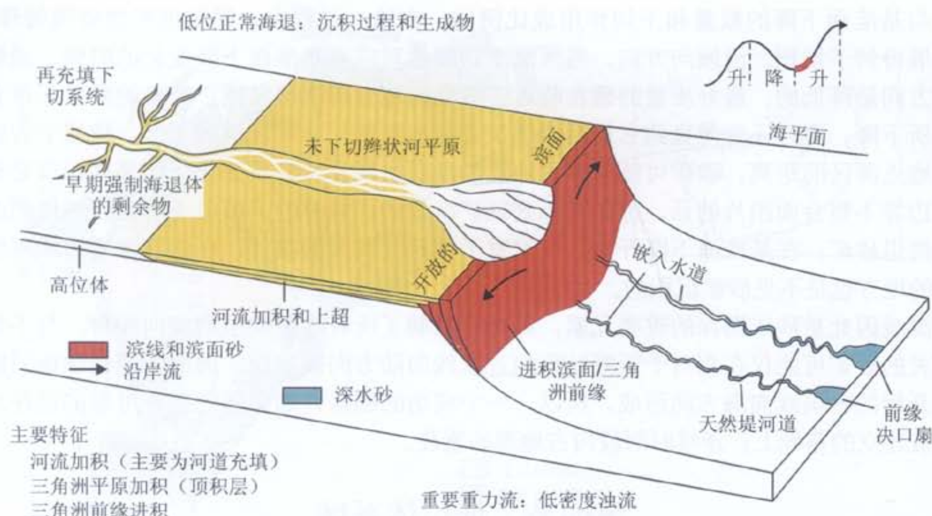


图 5-44　低位体系域的沉积过程和生成物（修改自 Catuneanu，2003）

与下降期体系域对比（图 5-26、图 5-27），正常海退早期上升的这个阶段的沉积物在河流、海岸和深水系统之间更平坦的分布。堆积的河流河道充填、海岸和三角洲前缘体系及海底扇里砂岩是存在的。经过河流的加积作用和上超，“低位体”逐渐向陆地扩展。河流到浅海环境中，陆架的加积减少了沉积物向深盆的供给，因此这个时期的浊流是由低密度类型控制的。伴随沉积物载荷的平衡阈值之下，流体能量下降的地方，浊流在陆坡上负载不足（冲刷）和在低坡度的盆底发生加积作用。所有正常海退早期上升的顶部沉积物是以最大海退面为标志的

作用（Posamentier 和 Kolla，2003；图 5-44、图 5-46 至图 5-48）。相对于下降期体系域的下伏天然堤河道，这种河道被希望能发育到盆地中，因为低密度浊流泥质沉积物支持了

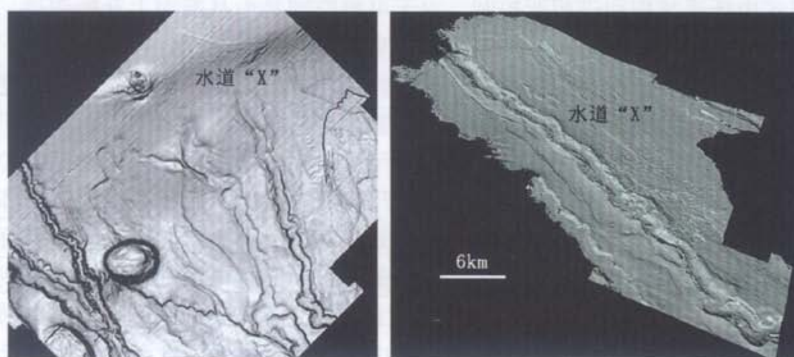


图 5-45　陆架斜坡上的冲刷浊流河道（晚更新世，De Soto Canyon 区域，墨西哥湾；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

河道冲刷暗示着流体能量超过了沉积载荷，在低密度浊流下这种情况最可能发生。这些流通常以基准面上升早期（低位正常海退和早期海侵）为特征。比例尺方面，河道“X”大约 1.8km 宽。要注意的是，陆坡上河道冲刷（低位正常海退—早期海侵）发生在强制海退天然堤河道晚期加积作用之后。结果，残余的天然堤被保存在临近冲刷河道的位置。这些陆架斜坡上冲刷河道容易在盆地变成加积天然堤河道（详见文章）

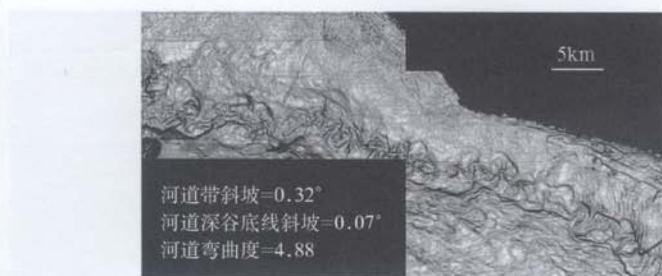


图 5-46 盆底加积浊流天然堤水道（晚更新世，De Soto Canyon 区域，墨西哥湾；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

发育好的盆底天然堤水道是低密度浊流的典型，它们的高泥岩含量高到足以保证天然堤的形成覆盖到很大的距离。像这样的盆底天然堤水道通常在大陆坡上和冲刷河道是等时的（图 5-45）。从坡上侵蚀到盆底的加积作用，同沉积过程特征的变化与陆坡坡度及相关的流体能量的变化是有关系的。低密度浊流在陆坡上容易负载不足（相对于流体能量，沉积物载荷不足），但是它们在盆底流体能量突然降低的地方会变得过载。这就是与高密度浊流的比较，高密度浊流更大的沉积物载荷使得它们发生加积，甚至在更陡的大陆坡上（图 5-39 至图 5-42）

更长距离天然堤的形成（与图 5-27 和图 5-44 中前缘决口扇的位置相比较）。深水环境中沉积趋势记录的更多细节见下文及第六章。

低位正常海退期间的海岸加积作用（即海岸上升的相对增加；图 5-44）引发了河流体系下游部分斜坡坡度的降低（图 5-6），这也使得河流能量随着时间而降低，颗粒粒度向上变细（图 4-6、图 5-11）。这些降低了河流的能量和陆架上被有效建造的河流带来的沉积物的颗粒大小，也解释了低位期间由重力流输送到深水环境中沉积物最大颗粒大小的变小，如同上述所讨论的。随时间增加的基准面上升的速率也对河流剖面向上变细做了贡献，因为它为洪泛平原创造了更多的可容空间，并且增加了洪泛平原和河道沉积物之间的比率（图 5-11）。典型的低位河流沉积堆积于不平坦的、不成熟的地形，在基准面下降期间，通过不同的侵蚀对非海相景象刻蚀进行准平原化（图 5-12）。由于陆上不整合面地层平面上地形的不规则，低位体系域的非海相部分可能展示了不连续的地形，伴随着沿倾向方向和走向地

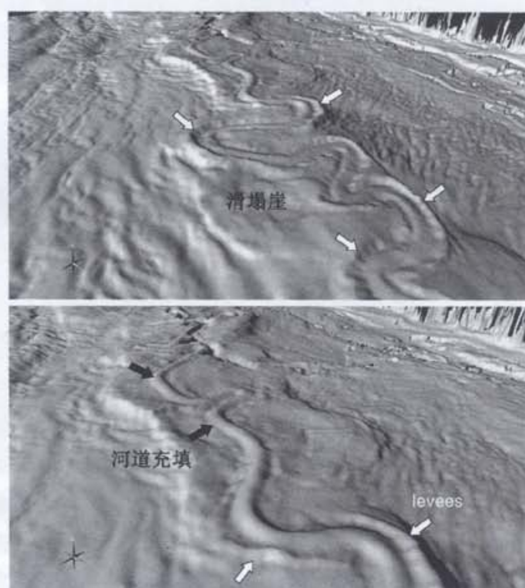


图 5-47 盆底低密度浊流天然堤水道系统的沉积元素（细节见图 5-46；图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

随着上凸的顶部，河道充填的上升表现由后期沉积不同的压实造成。天然堤沿着外河道弯曲的地方会更好的发育，它们的内部边缘以勺型的滑塌断崖为特征。相邻盆地平原之上的河道带地形大约为 65m。河道充填大约为 625m 宽

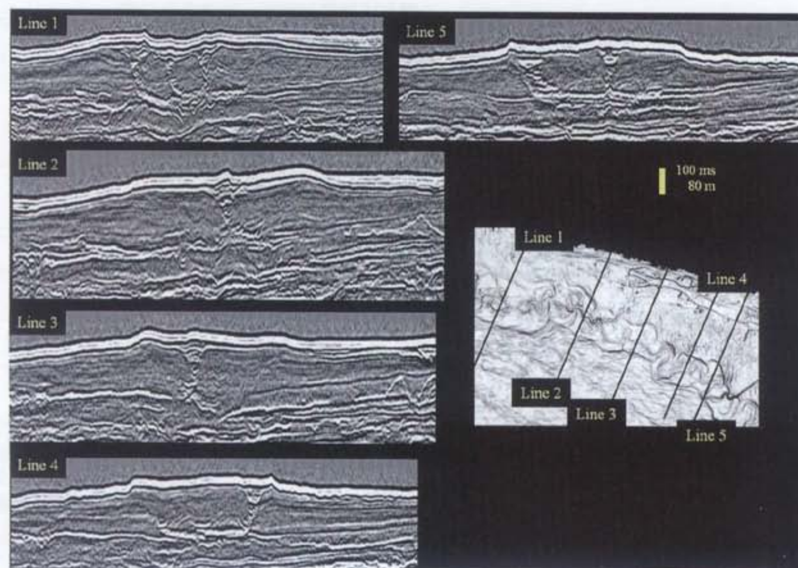


图 5-48　在图 5-46 中穿过天然堤河道的翻转剖面（图片由 H.W.Posamentier 授权使用）

2D 地震测线表明了河道加积作用和随时间的侧向迁移。要注意的是，砂体河道充填相对于越岸沉积的细粒相是以高振幅地震响应为特征的。天然堤相对于河道充填是以细粒物质建造的。比例尺方面，河道充填大约 625m 宽

层厚度的重大变化。

低位河流沉积的典型例子包括合并河道充填（低可容空间）覆盖于陆上不整合面上（图 5-49），这可能堆积在了下切谷内（形成了整个河谷充填或只是在低部位进行了充填；图 5-12 和图 5-25）或穿越了被未下切、过路下降期河流占据的区域（图 5-44）。低位河流沉积的堆积开始于地形低处，通常被认为是下切谷，至少部分充填沉积物（如 Shanley 和 McCabe 模型的发展，1991，1993，1994；Wright 和 Marriott，1993；Gibling 和 Bird，1994）。实际上也有其他的例子，在那些地方低位河流沉积从下切河谷充填的地层结构中消失，因为在后来的海侵期间没有沉积却有剥蚀发生。在这样的例子中，在下切河谷底部的河流切割面被修改到侵蚀的海侵面，并且下切谷完全被海侵体系域沉积物所充填（如 Dalrymple 等，1992；Ainsworth 和 Walker，1994）。

合并的河道充填低位连续沉积内部，古土壤可能存在，反映了洪泛平原上受限可容空间的同沉积条件（图 2-17）。这种古土壤经常是“潮湿”的和不成熟的，因为它们形成于基准面上升时期，煤层可能发育不够完全（图 2-17）。低位体系域内煤层的贫乏被解释为是由于可容空间的低创造效率并伴随碎屑沉积物的高流入量。

经分析在任何传统体系域内河流沉积的结论（如本例中的“低位”；图 5-49）都暗含了河流相堆积期间海岸线转变的一种特殊类型（如本例中的低位正常海退）。同时代的河流和海洋环境之间一个过程 / 响应关系，证明被认为对判别标准（低位—海侵—高位）体系域术语的用法是重要的。图 5-50 提供了沉积结构的例子，这证明了在沉积作用的同时海

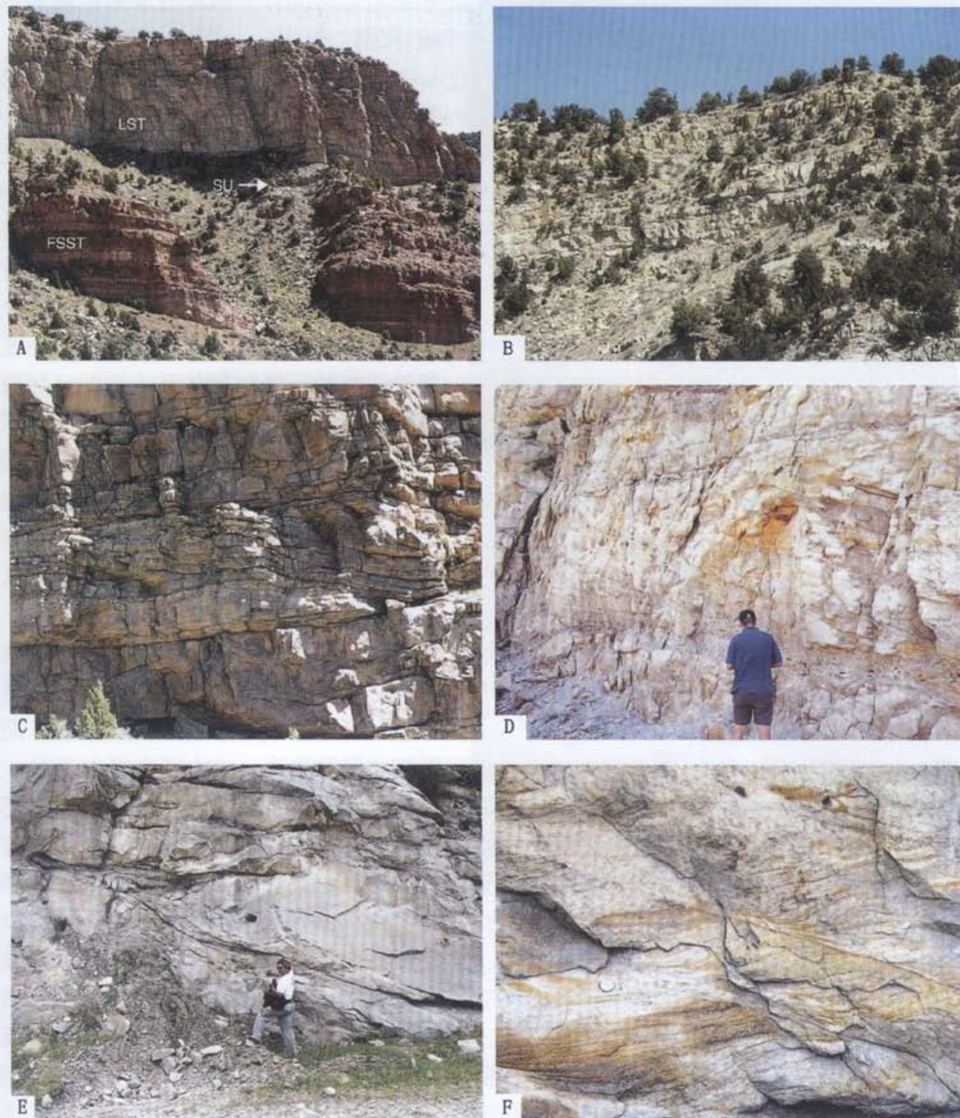


图 5-49　低位河流体系的露头表现（Castlegate 组，Utah）

A—聚集的河道充填（图片的上部，浅颜色：Castlegate 组），通过陆上不整合面与下伏的强制海退滨面沉积相区分（图片的下部，微红色：Blackhawk 组）；B、C、D、E—辫状河系统聚集的河道充填；F—上叠沙丘暗示了高能量辫状河流中的高沉积物供给。FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；SU—陆上不整合面

洋影响河流过程的现象。在缺乏这种证据的情况下，没有可以建立河流过程和任何同时期海岸线的转换之间关系的地方，而低可容空间体系域和高可容空间体系域的概念可能提供了一个在层序地层框架内描述河流沉积更实际的方法。这是在海洋基准面变化的影响下的过分充填盆地或沉积盆地的区域里常见的情形（如图 3-3 中的 3 区）。低可容空间体系域



图 5–50　低位河流体系中的潮流作用，暗示了近似于同期的滨岸线（Castlegate 组，Utah）

A—伴随交错层理的泥岩盖层；B—S 形层理，泥岩盖层，虫孔。海洋作用的证据暗示了河流作用过程至少部分被海洋基准面变化所控制，因此，经过分析图 3–3 中河流沉积聚集于 2 区。同时代河流和海洋环境之间的作用 / 响应关系证实了标准体系域术语的用途（本例中的“低位”），这就是直接同沉积滨线转换的参考。如果河流作用体系聚集于海岸作用的达到面之上（如充填过满的盆地，或图 3–3 中的 3 区），那么低位—海侵—高位体系域术语的应用就变得多余了，低可容空间体系域和高可容空间体系域的概念就变得更合理了（低可容空间体系域和高可容空间体系域的讨论见下文）

和高可容空间体系域将在本章的随后部分被详细讨论。

低位河流地层通常被描述为辫状河类型的高能量河流内沉积作用的产物，是因为基准面下降时期通常陆地坡度是变陡的，这可能是经常出现的情形（图 4–32、图 4–38），但是人们不应该把曲流低位体系的可能性排除掉，曲流低位体系特别容易在下切曲流带内发育（图 5–12、图 5–19）。辫状河类型的低位河最可能在之前被过路的下降时期体系占据的区域建造它们自己，这个区域中河道模式不受倾向于保存低能量高位河流平面地貌的下切谷限制。在这些情况中，水流不受侵蚀地形限制的地方，河流可能很容易适应它们的河道模式（如从曲流河到辫状河）去反映从高位到低位能量水平的变化。相反，下切谷容易保持从高位河继承过来的曲流河模式，并且将这种模式加于更年轻和更高能量的低位体系（图 5–20；见下降期体系域中的讨论）。

随着基准面的下降，大部分陆架开始陆上暴露的时候，低位体系域可能包括了伴随可鉴别的顶积层地层的陆架边缘三角洲（图 5–4）。低位河流地层的加积作用被海岸线上基准面上升所触发，并发展于三角洲平原区域，逐渐通过上超到陆上不整合面向上游扩展（图 5–4、图 5–5）。河流上超的这种趋势加宽了与向陆方向的陆上不整合面有关的地层裂缝，主要是因为上覆河流地层的年龄是增加的更年轻上游地层（图 5–5）。在河流沿着河流上超点倾斜剖面的上游流动这种假定情况下，这种方案是有效的，这也考虑到了仅在河流过程中涉及下游控制的简单模式（如基准面变化）。在这样的假想下，由于基准面上升堆积的低位河流沉积形成了楔形体，这种楔形体向上游河流上超最年轻的点变薄（图 5–4）。受河流上超影响的沿倾向方向的距离需要依靠几个因素，包括低位期的持续时间，沉积物供给的量，海岸加积的速率和陆地表面的坡度。一个平缓（如低角度陆架环境）伴随高沉积物供给的地形就有助于让河流加积发生于一个很大的范围里，而陡坡（如高斜坡倾斜环境，陆

坡或者断层限定的盆地）伴随低沉积物供给的地形其沉积面积就受制于河流加积面积的大小（Blum 和 Tornqvist，2000）。在后一种情况中，陆上不整合面可能直接被大范围的海侵河流地层所覆盖（Embry，1995；Dalrymple，1999）。从美国 Gulf 海岸平原数据显示河流上超向陆方向的范围对应着沉积物供给的量，而与被上超洪泛平原面的坡度呈反比。这个距离变化是非常明显的，从大约 40km 的陡坡，低沉积物供给的 Nueces 河到至少 300 ~ 400km 的缓坡，高沉积物供给的 Mississippi 河（Blum 和 Tornqvist，2000）。

海岸和相邻低位河流地层的保存潜力可能较低，这是由于随后海侵冲刷作用的结果（图 5-6）。图 4-53 显示了一个没有低位河流地层保存于之前陆上不整合面之上的地点，这里的不整合面是被随后的高位潮流冲刷面改造过的。在中部河口湾相保存的地点，它们可能扮演了从随后海侵冲刷中保护下伏河流地层的一个缓冲的作用。在这些例子中，河流低位沉积可能被保存在了陆上不整合面和最早期河口湾地层之间（图 4-32），这里河口湾地层的时间标志着海侵的开始。低位河流和上覆河口湾相之间的接触关系就是最大海退面（图 5-6）。这个地层的关系是倾向于突变的，主要是因为海岸线开始向陆方向转变的时候河口湾体系的快速发展（图 4-32、图 4-39）。这个层序地层面不应该和海侵河流相和上覆河口湾地层之间的相关系相混淆，这里的河口湾地层是发育在海侵体系域内的（图 5-6）。后者的相转换是渐变的，伴随着潮控河流和河口湾沉积之间明显的相互贯穿，并且和海岸线海侵速率是高度穿时的。低位河流和海侵河流相之间的不同只基于录井资料恐怕是比较困难的，除非对研究区有一个更深刻的区域性理解。岩心和（或）露头数据的地点对这种区别是非常有助的，这个地点有能力允许观察受潮控的沉积构造。这些沉积构造在下游能够到达的海侵河流体系中非常丰富。

从海岸线向海方向，低位体系域的滨面沉积通常是渐变底，除非最早期的滨面沉积具备突变底，因为他们上覆于海洋侵蚀的海退面（图 5-6）。在晴空波浪底面之上，陆架相的分布范围可能由于强制海退末期海岸线离陆架边缘太近而受限（图 5-4）。在这个例子中，潮下相可能直接进入到由重力流沉积组成的深水陆坡相中（图 4-15、图 5-4）。

与高位正常海退讨论中的例子相比较，在低位期间低位海岸线的向陆转换有所减速，这是因为基准面上升速率随着时间而增加了，由 0 直到从海退到海侵期间的一个旋回（图 3-19）。因此，更大量的沉积物需要去填充在海岸线新产生的可容空间，而低位正常海退三角洲随时间和在滨外方向变得更厚（图 5-13）。如果在强制海退末期，陆架部分仍然被浸没，并且在早期低位可容空间是受限的，那么低位体系域最老的海岸到潮下砂岩在陆架上就容易有一个更宽阔的地理分布空间，这是因为快速的自动转换强加于三角洲体上（图 5-13）。像这种浅海储层与其在低位中的对应部分被希望有一个更好的连通性，它们展示了一种更明显的加积成分（如垂直而不是侧向模式）。比较在低位正常海退期间堆积的三角洲体在厚度和叠置模式上的变化趋势，那么连续三角洲体平均颗粒粒度也被希望在向海方向是减小的，还对应着基准面下降期间随时间而降低的河流能量（图 5-13）。沿倾向方向，平均颗粒粒度后者的变化趋势是与高位三角洲所观察到的是相同的，与强制海退三角洲的特点是相反的（图 5-13）。沿倾向方向，从老的到年轻的三角洲体的颗粒粒度它们各自的变化趋势，在特殊地点的垂直剖面上表现的是持续的反粒序（向上变粗），这是因为细粒前三角洲沉积之上的三角洲前缘相的进积作用（图 5-11）。

二、经济潜力

1. 油气区带

低位正常海退期间的上升基准面提供了穿越整个盆地的可容空间，从河流到海洋环境。沉积物泥沙概算观察显示了在河流到海岸沉积系统内的最粗粒河流搬运的集中，这一直是低位体系域中有争议的最好储层，具有最高的砂/泥比。加积河流到浅海体系之内的圈闭砂岩，随着基准面上升的开始，导致了可用于深水重力流沉积物体积的减少和盆底扇的低砂/泥比（图4-18、图5-11）。陆架边缘三角洲和相对应的海滨平原继续进积于上部斜坡，伴随着响应海岸加积的顶积层的发育（图3-22、图5-4）。海岸线增加的海拔触发了河流加积，从海岸线开始逐渐向上游延伸（河流上超），这些解释了超出低位河流储层，向盆地边缘的楔形（图5-4、图5-44）。

低位体系域的油气区带从原生和同沉积的角度来说是多样的，范围从河流到海岸、浅水到深水系统。根据这种思路，盆地的整个倾向剖面在这个体系域内为勘探提供了机会。在地震测线中识别“低位楔”的关键是顶积层（而不是下超和削截）具有的特征，存在于伴随着陆架边缘三角洲和相应的海滨平原（图3-22、图5-44）。从陆架边缘向陆方向，河流储层主要以堆积的河道充填为代表，是因为在这个时期可利用的可容空间很少。这些在整个基准面旋回期间最好的河流储层都伴随着最高的砂/泥比。进积到上部陆坡的陆架边缘三角洲及其开放的海岸线海滩及滨面相对应的系统，也都圈闭了大量重要的砂，可能沿倾向形成好的侧向分布广的储层（图5-44）。这些正常海退的陆架边缘储层在地震测线上经常被高振幅反射层所覆盖，以从海侵和高位泥岩到超越下伏低位富砂储层的波阻抗变化为特征（图3-22）。在陆架边缘三角洲及其相对应的海滨平原之上，河流搬运沉积物继续向更深的盆地输送，但是量有所减少，并伴随砂/泥比减少以响应在海岸线基准面上升增加的速率（图5-11）。随着越来越多的砂被圈闭在加积河流和海岸系统中，相对于深海的沉降物，盆底扇接受到越来越少的砂，这样产生了整个向上变细的趋势，以图4-18中相对应整合面面之上的斜坡扇为特征，这个向上变细的趋势也表现在图5-5和图5-11中。

根据沉积物泥沙概算，有关低位体系域的意义、潜在的石油储层、烃源岩、盖层及各个部分的总结见图5-14。在这个表中可以看到，根据穿过盆地储层的相对平均分布，那么在所有体系域中，低位体系域是最平衡的。低位河流沉积（堆积的河道充填），即保存随后海侵冲刷的地方，形成了一个地层层序中整个河流部分最好的储层。相同的好储层可能在滨线的低位正常海退期间，形成于海岸、浅水和深水环境（图5-14）。从底下降后期/底上升初期的高密度浊流到低密度浊流，低位期间显示的重力流控制类型的变化对盆地内岩性、地形和深水储层有着重要的价值，如上所讨论的（图5-11、图5-27、图5-37、图5-44）。这些将在第六章进一步被讨论。

低位储层的主要勘探风险在于充注、盖层和烃源岩，尤其是在向着盆地边缘部分。即使在陆架环境中，实际上，河流、海岸和浅水低位储层可能被上覆海侵泥岩所封盖，这里的海侵泥岩可能是自然界中的河流、河口湾或者浅水（图5-14）。在朝向盆地深水的部分，低位储层的勘探风险降低了，因为相对于下降期重力流，更向盆地推进的低位浊流处于一个与海侵/高位烃源岩和盖层良好的接触关系中，无论是下部还是上部。

2. *煤炭资源*

在整个低可容空间环境中，低位体系域被定义为以高沉积物供给为特征，因此环境条件通常是不利于煤线堆积的（图 5–15）。低位河流体系的结构通常被描述为堆积的河道充填，部分是因为缺乏足够的可容空间，部分是因为随着地形剖面的变陡低位河流有变成高能量的倾向，因此发生了在基准面下降期间的倾斜和（或）不同程度的侵蚀（如 Catuneanu，2004a；图 4–32、图 4–38）。河流可容空间的受限特别影响了漫滩环境，这里的漫滩环境可能也受限于河流河道侧向迁移的冲刷，因此通常没有与低位体系域有联系的煤炭沉积。在低位期间，随着时间基准面上升速率的增长，逐渐更多的可容空间在漫滩环境变得可利用，因此煤线堆积和随后的煤炭发育的机会在低位体系域的顶部得到了发展（图 5–15）。

3. *砂矿沉积*

在低位正常海退期间没有不整合面形成，但是低位体系域可能与和砂矿有联系的三种类型不整合面有关系。陆上不整合面和海退侵蚀面的最年轻部分在低位体系域底部被发现，而海侵侵蚀面的最老部分通常削截了低位沉积的顶部（图 5–6）。与砂矿类型有关的两种不整合面在本段涉及下降期体系域中的部分将被更多的描述；与海侵侵蚀面有关的砂矿将在后面的章节中被讨论。

随着基准面下降的末期，低位正常海退的早期，粗粒沉积物的堆积可能继续在河道内发生。这些低位沉积特别倾向于在砾石层河流体系的情况下发育“矿脉”相。像“沉积的”矿脉（与有不整合面相联系的矿脉是相对的）仅包括下伏沉积物的有限再作用，因此它们可能具有重要的经济价值，尤其是在热液沉淀造成的矿化作用发生的地点。随着基准面上升的开始，在有利于粗粒碎屑物质加积的地方，沉积的低位矿脉增加了代表滞留沉积的下伏矿脉的厚度，这里的滞留沉积与陆上不整合面或者海退侵蚀面是有联系的。

第五节 海侵体系域

一、定义和叠置模式

海侵体系域以最大海退面为底界面、最大洪泛面为顶界面，形成于滨线处于沉积速率小于基准面上升速率的时期（图 3–19、图 4–5、图 4–6）。它具有明显的退积式叠加序列，以至于海相和非海相沉积序列中沉积物颗粒向上变细（图 4–6、图 5–5、图 5–11）。在滨线海侵中可容空间的增加速率最大（图 4–5）。海侵体系域非常普遍，几乎包含沉积盆地边缘倾斜处的所有沉积体系，从河流到滨岸、浅海以及深海也会出现海侵体系域（图 5–4）。

海侵型河流以及滨岸沉积厚度较大，主要是由于可容空间变化造成高沉积速率，尽管特殊环境中也有特殊例子存在（图 3–20）。在海侵期间，加积河流和滨岸沉积体系中大量的陆源碎屑被捕获造成海相环境中沉积物供应不足（Loutit 等，1988），所以海侵浅海相沉积通常与滨线沉积物相邻，甚至与大陆架远端相对应的凝缩段和不整合面相邻（Galloway，1989）。在基准面快速上升期间受沉积物供应不足以及水力体系不稳定的影响，在海侵体系域中通常有两个明显的楔状体组成，被陆架末端的无沉积区割断，其中一个楔状体是由明显的河流—浅海相沉积组成的大陆架沉积，另一个是在深水环境下的重力流和远洋沉积组

成（图 4–41、图 5–4）。在海侵期间，这两种楔状体沉积在盆地边缘处发生变化，具有加积的趋势或者超覆在海相沉积之上。在盆地的深水域海侵沉积常常覆盖在陆坡沉积之上，形成海相超覆的海侵型斜坡扇沉积（Galloway，1989；图 4–2、图 4–3、图 4–41、图 5–4、图 5–5）。河流和海相超覆的典型沉积特征是两个海侵楔状体的顶部特征。滨岸超覆也是海侵的重要类型之一，具有地层尖灭特征，形成于大陆架海侵楔之内，它在海岸相向陆扩大到浪基面处发生变化（图 4–2、图 4–3、图 5–4、图 5–5）。

海侵体系域中含有的碎屑沉积通常代表了潮汐活动（Shanley 等，1992；Shanley 和 McCabe，1993），而且垂向剖面上颗粒向上变细（图 4–6）。粒序的变化不仅仅反应了沉积物颗粒最大值减小而且砂 / 泥比值变小，这些都反映了低位体系域之后基准面上升的结果（5–11）。垂直剖面的侧向特征向上逐渐过渡为潮道充填的砂岩，通常被描述为洪泛平原粉砂岩中包裹的孤立状条带砂岩（Shanley 和 McCabe，1993；Wright 和 Marriott，1993）。随着地形梯度的降低海侵型河流体系中的能量随着时间减弱，反过来，在基准面上升的过程中，与河流沉积作用的一般模式相伴生的滨岸加积作用。正如在低位体系域和高位体系域的海退过程中，海侵过程中的河流相沉积作用是由于基准面在下游的升高，这里河流相沉积最厚，常常扩展到上游（图 5–5）。河流上超模式解释了海侵河流相沉积形成的楔状体形态，从滨线向陆方向楔状体的厚度变薄，导致在海侵中地形梯度和河流能量减弱（图 5–4）。基准面开始上升时，河流相沉积作用已经开始，海侵型河流相沉积常常扩展到盆地边缘，与下面的低位河流沉积地层，通常叠置在水下不整合之上（图 5–4、图 5–5 中的河流沉积）。如果河流的沉积作用不是通过基准面变化形成的，那么这种可预测的趋势将会发生改变，比如受到气候和物源区沉积构造的影响。在海侵期间，可容空间快速增长，水位随着基准面而上升，海侵体系域中的河流相通常包括发育良好的煤层（图 4–42）。

海侵的河流相沉积可能成为深切谷沉积中最重要的组成部分，或者在早期深切谷的河间地区形成加积。深切谷比原来的基准面底，但并没有完全被低位体系域沉积充填。海侵体系域开始时，底部通常为河口湾或者潮区沉积（Dalrymplet 等，1994）。覆盖在浅水不整合面之上的低位河流沉积有可能在河道和潮道区被侵蚀和改造（Rahmani，1988，Allen 和 posamentier，1993；Ainsworth 和 Walker，1994；Breyer，1995；Rossetti，1998；Cotter 和 Driese，1998）。低位河流相和最先沉积下来的河流相是最大海退面的标志，在这种情况下，最大海退面在露头和钻孔中能较为容易的识别出来。低位体系域的较粗粒河流砂砾以及具有多种潮坪构造比如粘土层和泥质条带的岩相多变的河口沉积都是低位河流相沉积。低位河流相和其上的河口相在测井曲线很容易识别出来，在接触面上的干净块状砂具有更细的颗粒，具有更多的夹层（图 4–32）。

在海岸环境中，海侵体系域有可能包含海滩沉积。河流规模较小的情况下，具有河口湾相沉积特征；在河流规模较大的情况下容易形成三角洲（图 5–51、图 5–52）。海侵型海岸相沉积的形成和保存依赖于基准面变化的速率、沉积物的供应量、风况、相关的波浪侵蚀和滨线地貌变化。陡地形地貌易于发生海岸侵蚀，综合因素包括河流高能量、波浪侵蚀和斜坡的不稳定性。这不仅可以解释断陷盆地中缺失河口相沉积，也可以解释那些具有极大风能以及相关的强波浪侵蚀（Leckie，1994）。

在侵蚀型海岸线实例中，海侵型海岸相沉积不能在岩石记录中保存下来。同时，海

河口环境		条件	
		河口	开放滨线
三角洲 ↓	推进（进积）三角洲（大型河流，丰富的沉积物供给）	沉积作用>基准面上升	基准面上升>沉积作用
	退积三角洲 / 不完全河口港或海口湾（小型河流，不具有深切谷的河流）	基准面上升>沉积作用 河流淹没	基准面上升>沉积作用 开放滨线发生海侵
↑ 海口湾	完全河口环境（小型河流，深切谷）	基准面上升>沉积作用 河流淹没	基准面上升>沉积作用 开放滨线发生海侵

图 5–51　海侵体系域河口环境

河口港或者河口湾通常被认为是河口环境，它是判断海侵的典型标志，并且与退积相共生，向陆一侧转化为滨岸环境。如果假设成立，一个宽大的河口环境，范围以河口港或者河口湾到进积型三角洲，可能是大规模海侵体系域的一部分，是沉积速率和基准面上升速率相互平衡的结果。河口环境末尾的两侧包括河口 / 河口湾环境，通常是小型河流作用的结果（河口处基准面上升速率>沉积速率），进积型三角洲是由于大型河流作用的结果（河口处沉积速率>基准面上升速率）。需要注意的是，三角洲可能被认为是海侵体系域的一部分，而且相邻开放型滨岸环境同样是海侵型的，否则，我们认为是正常海退型三角洲（图 5–52）。在进积型三角洲，完全发育的河口港或河口湾处以及退积型三角洲有可能都发育在河口港或者河口湾处，它们部分被相邻开阔型滨岸环境下的快速海侵所淹没。这种情况倾向于发生在不深切的河道环境中。相邻开放型滨岸环境下的海侵作用常常比河流的淹没作用速度要快（河流的沉积物供给高于形成后退型海湾所获得的沉积物数量），这种湾头三角洲仅仅代表着完全或者不完全发育的河口湾环境中几种亚环境的一种。因此，在表中标出了不完全河口湾环境。完全河口相环境易于形成在深切谷的出口处，有利于河流的淹没速率比相邻开阔型海岸环境的海侵速率要高

侵型河流相沉积也可能丢失（图 3–20）。在这种情况下，海侵体系中的滨岸沉积和非海相沉积被浅水相不整合面代替，海侵中具有等时性的沉积间断。一个现代的实例就是新西兰 Canterbury 平原的下切河口和河流体系，其海侵型滨线地区以侵蚀作用为主（图 3–24 至图 3–26）。

加积海岸沉积中海岸和河流沉积都具有很高的保存性。从海侵至正常海退期间海岸特征发生变化，主要是由于开放性海岸环境中基准面上升和沉积速率变化的结果，如进积型滨岸平原具有正常型海退滨线和后退型海滩界定的海侵型滨线，海侵和正常海退的海岸界限有可能被空间变化中的沉积速率和多变的沉降速率所控制，Wehr 对控制沿滨线的沉积机制进行了研究（1993），他指出："沉积速率在空间的变化有可能局部改变进积作用开始的时间，推迟了退积作用形成的时间。" 很多学者总结了沉降和沉积作用变化时相对应的滨线变化的轨迹。这些问题被 Martinsen 和 Hellan–Hansen（1995），Helland–Hansen 和 Martinsen（1996）以及 Catuneanu 等（1998b）作了总结，有可能由于沉降和沉积作用发育了多种多样的滨岸侵蚀。

正如图 5–52 所示，在所有海侵型海岸环境中限定性元素是非常普遍的。其中最常见的是开放型滨岸环境下的退积特征。在所有海侵环境中，河口环境能够展示一系列的沉积趋势，从进积型三角洲到退积型三角洲以及完全发育的河口湾或者入海口，都是可容空间和河流搬运沉积物供应量之间相互平衡的结果。携带大量沉积物的大型河流有可能向盆地进积，尽管相邻开阔型海岸环境代表着海侵（图 5–52 至图 5–54）。在这种情况下，基准面上升的速率高于后退海滩的加积速率，但仍然低于河口地区的沉积速率。另一个极端，

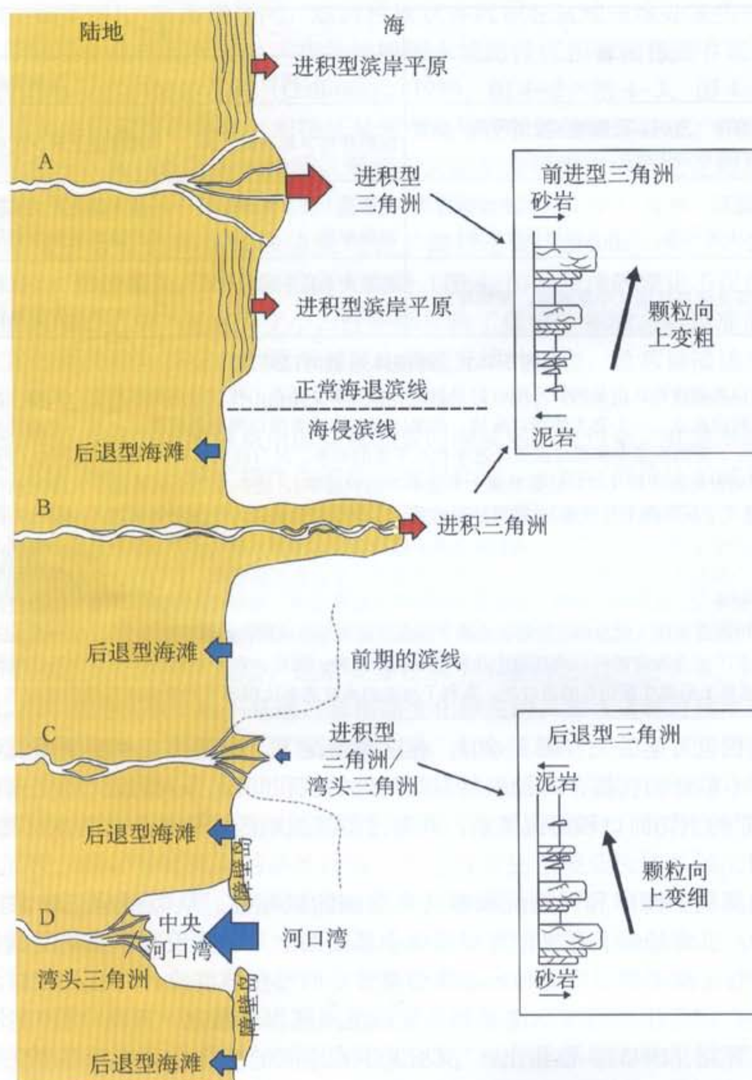


图 5-52 基准面上升期间发育的滨线类型

河口湾以及开放型滨岸环境的进积或者退积特征取决于沉积速率和基准面上升速率之间的关系。正常的海退滨线（低位、高位）取决于河口和相邻滨岸环境的进积作用。海侵滨线取决于开放型滨海环境下的退积作用。然而，河口区有可能是进积的（真正意义上的三角洲）或者退积的（河口湾）或者部分弯头状三角洲（图 5-51）。需要注意的是三角洲和河口湾的定义是建立在层序地层学标准上的（进积比退积的相对沉积趋势），不考虑相邻滨线上沉积物的分配机制（如河流的、波浪的或潮汐为主的环境）。A—正常海退型三角洲（如开放型滨岸环境下进积型和加积型形成的滨岸平原，图 3-22）；B—海侵环境中真正意义上的三角洲（进积 / 向前移动）（图 5-53 是一个现代模拟的例子）；C- 海侵环境中（湾头）三角洲（图 5-51），这种情况下可能导致退积 / 向后移动的三角洲；D—完全发育的河口湾

小型河流当然不会携带大量的沉积物，因此不足以填满因基准面上升形成的可容空间。因此，相发生转变，形成以退积型为沉积特征的河口相沉积。在这种情况下，基准面上升的

速率超过了河口相入海口的速率以及沿相邻开放型滨岸相的加积速率。在这种退积型河口环境中，我们可以预见一下几种情况。首先：开放型滨岸环境下的海侵滞后与河流相的海侵作用，完全发育的入河口将会形成，通常具有深切谷（Dalrymple 等，1994；图 5–52 中的 D）；其次，开放型滨岸的海侵比河流的海侵作用要快，通常具有平缓的河道，河口完全或者部分被淹没，仅仅以退积型湾头三角洲亚相为典型代表（图 5–51、图 5–52 中的 C）。湾头三角洲的形成得益于波浪为主的入海口环境，它与以潮汐为主的环境不同（图 4–46、图 4–47；Allen，1991；Reinson，1992；Dalrymple 等，1992；Allen 和 Posamentier，1993；Zaitlin 等，1994；Shammugam 等，2000）。

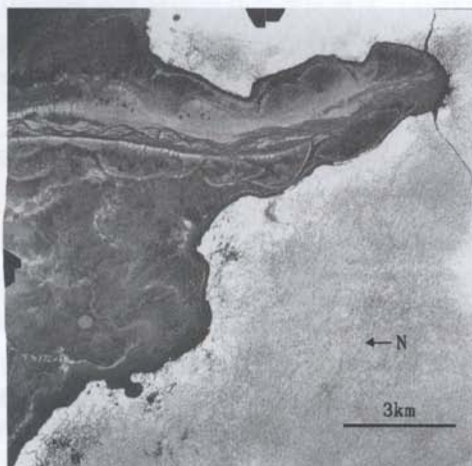


图 5–53 航片展示了一幅海侵环境中河流控制为主的进积型三角洲（图 5–52 中的 B）

河流供给大量沉积物引起三角洲进积作用的发生。尽管相邻开放型滨岸环境中有海侵的记录。冰川后基准面上升的速率大于沿开放型滨岸中退积型海滩加积的速率，但是仍然低于河口处的沉积速率

海侵体系域的所有进积和退积型三角洲的垂直剖面都可以以图 5–52 为代表。所有粗粒和向上变细的剖面都是由高频率向上变粗的序列组成的，代表了海侵时河口环境中短期进积型河流沉积物。从长远看，反映了相变的主要方向。垂直剖面出现了高频洪水沉积，这



图 5–54 卫星图片展示了在海侵环境中的河控进积三角洲（图 5–52 中的 B；路易斯安娜密西西比三角洲，图片由美国地质调查局 Wetlands 研究中心提供）

河流携带的高沉积物引起三角洲的进积作用，尽管相邻开放型滨岸线发生了海侵作用

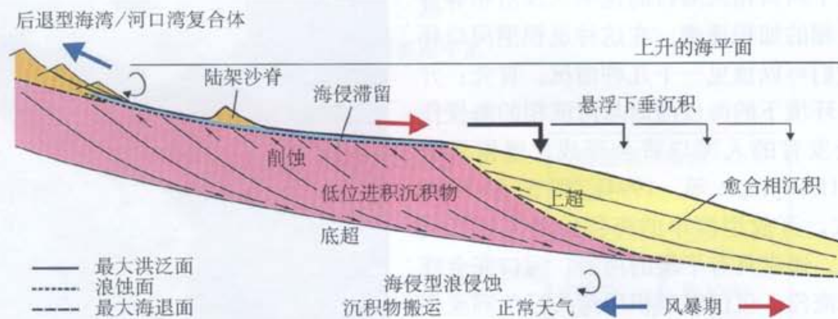


图 5-55　海侵体系域的滨岸到浅海相沉积（据 Posamentier 和 Allen，1993，1999 修改）

在大陆架，可以辨别的海侵沉积包括后退型沙滩（开放型滨岸环境）和河口湾（河口处）的复合体（退积型河口环境）。位于浪蚀面以上的海侵滞留沉积形成于上滨面环境。沙席或者沙脊形成于内陆环境中，与暴风侵蚀和潮流有关。更多的愈合相楔状体填补了最后一次海退时斜坡外侧海底地区的沉积。在小比例尺度上，愈合相楔状体可以在海侵低位滨岸环境下形成，在上滨面环境中被海浪侵蚀使得斜坡处跨塌（在图表中没有显示出来，图 3-20）。注意到波浪侵蚀面沿最大海侵面的非海相部分发生了不同程度的尖灭。假设海侵过程中河流和海岸的加积速率高于滨岸相上部海侵型浪蚀的数量，最大海退面和浪蚀面向陆方向偏离。图中所展示的愈合相楔状体主要有悬浮型较为细粒的沉积物堆积而成，随着向海方向沉积速率的减弱，基底面的整个形态由向上凹形变成平面行最终变为向上凸形

些洪水沉积物终止了每一个短期向上变粗的序列。

在一个海侵体系域中，浅海相的堆积取决于一套“第一”的原则，包括：在滨岸沉积过程中浅海相沉积物供应受到限制，因为大多数河流搬运的沉积物在快速加积型海侵体系中形成（注意图 3-20 中的海岸侵蚀）；另外一种浅海沉积环境下沉积物来源是由于海侵作用过程中上滨面环境下波浪的侵蚀作用形成的。这些沉积物在正常天气条件下向陆迁移形成后退海滩或者河口相混合体；由于风暴侵蚀和潮汐流形成的席状、脊状、楔形沉积物零散分布在向海的陆架上；在海侵海相环境中的沉积物具有补充海相剖面中不连续的倾向。补偿性作用导致海底低区域形成“补偿性楔状体”，似乎还希望重建阶梯状海底轮廓（Posamentier 和 Allen，1993）。补偿性楔状体可能在海侵海相背景的多个环境中形成，每一个环境都具有相似的沉积作用过程，但是所观察的尺度不同，从滨岸相（图 3-20 楔状体厚度 1m 不等）到陆架相（楔厚达十几米，图 3-21、图 5-55），填满了低位体系域，甚至深水环境下楔厚度达几百米，填平了陆坡和盆地海底梯度上的差别（图 3-22、图 5-56、图 5-57）。另外，愈合相楔状体、海侵型浅海相沉积有可能包括海侵型滞留沉积（图 3-30B、图 4-50），以及几何形态像席状体和脊状体的陆架砂质沉积（图 5-55）。在碎屑物供应受到限制的条件下，海侵体系域的浅海相沉积有可能以碳酸盐凝缩段为代表（图 4-42）。海侵体系域中浅海相沉积的厚度向陆架边缘处逐渐减小，直到在陆架边缘处浅海相沉积几乎全部消失（Galloway，1989；图 4-41、图 5-4）。

在滨线海侵过程中与滨线的向陆迁移有关的上部滨岸相波浪的侵蚀作用是了解海侵体系域中浅海相层序和沉积物增减的关键。沉积物沉积和侵蚀作用的平衡是由于滨面轮廓线的改变引起（见图 3-20 的滨面侵蚀和滨面沉积），这一点首先被 Bruun（1962）提出来，之后被 Dominguez 和 Wanless（1991），Posamentier 和 Chamberlain（1993）应用到层序地

层学理论中。上滨面环境中由于波浪的侵蚀沉积物向海迁移到陆架是造成风暴流（分散的沉积物转移，导致陆架和席状体的形成）和潮汐流（更多渠状形式的沉积物搬运，导致陆架沙脊的形成）的主要原因（Curray，1964；Swift，1968，1976；Swift 和 Field，1981；Belknap 和 Kraft 等，1981；Demarest 和 Kraft，1987；Kraft 等，1987；Rine 等，1991；Snedden 等，1994；Snedden 和 Kreisa，1995；Abbott，1998；Snedden 和 Dalrymple，1999；Posamentier，2002）。在沉积物搬运过程中，滨面环境中浪蚀作用产生的较粗粒碎屑物作为海侵滞留物沉积在浪蚀面的上部（Swift，1976；图 3–30B、图 4–50、图 4–51）。较细粒沉积物包括大部分砂级组构的碎屑被搬运到更远的陆架上形成席状和脊状的陆架砂体沉积。在很多研究著作中都记载了陆架砂质席状体（如 Swift，1968；Swift 和 Field，1981；Belknap 和 Kraft，1981；Demarest 和 Kraft，1987；Kraft 等，1987；Masterson 和 Paris，1987；Masterson 和 Eggert，1992；Helland–Hansen 等，1992；Eschard 等，1993；Abbott，1998），它的厚度相对较薄（1 ~ 3m 厚），但能够形成连续数百平方公里的上部细砂质沉积物。陆架脊状体也是砂质的，通常为 5 ~ 10m 厚，区域性延伸为向上变细的沉积序列，由交错层理变为生物扰动的细—粗颗粒沉积物（Snedden 等，1994）。来自中新世的 Java 陆架东北部的滨岸地区提供了测井和校正后的高分辨率地震图像以及岩心，揭示了这些陆架脊沉积物的地貌特征（Posamentier，2002）。这些特征被描述为：大尺度，厚达 17m、宽 0.3 ~ 2.0km、长度超过 20km 的延长体。他们是不对称的，厚度沿着陡峭的陆架边缘（leading edge）较大，向前逐渐变为一个较为规则的可追踪型边缘（图 5–58 至图 5–62）。小规模的沙波常常在陆架沙脊的上部出现，方向向脊的长轴和脊的迁移方向倾斜（Posmentier，2002）。被留在陆架上的陆架沙脊位于海侵浪蚀面以上，随着滨线的后退，大陆沙脊的方向易于平行于构造转弯处，这里有可能被潮汐潮道化。陆架条带体比陆架沙脊规模要小，有可能是在海侵陆架环境中形成的厚度不超过 5m 宽度不超过 100m 的砂体（Posamentier，2002）。所有类型的海侵型陆架砂体沉积（席状体和脊状体）都可以在陆架细粒的沉积物中形成良好的区域性储集封闭体。这种陆架砂容易在海侵时大陆架的一部分被水淹没的时候形成。在高位基准面上升和正常的海退时期形成的加积沉积易于保存在岩石中，这就是陆架砂体能够在海侵体系域的浅水沉积中被识别的原因（Posamentier，2002）。其他体系域并没有提供形成和保存这种陆架砂体的有利环境。

除海侵滞留沉积和陆架砂巨厚层以外，上超的愈合相楔状体也可以成为海侵体系域的一部分（图 3–20 至图 3–22、图 5–6、图 5–55 至图 5–57；见 Dominguez 和 Wanless 的图标，1991；Posamentier 和 Chamberlain，1993，根据 Bruun 早期的研究，1962）。所有类型的愈合相楔状体的普遍特征可能有性能不同的海洋环境和不同的尺度，他们充填等深线低部位目的是重新建立一个梯度的海底剖面（Posamentier 和 Allen，1993；图 3–20 至图 3–22、图 5–6、图 5–55 至图 5–57）。这些愈合相楔状体各不对称，向陆方向具有较为陡峭的斜坡梯度，这是由于他们具有滨面的形状或者浅海环境中具有三角洲前缘的形状（图 3–20、图 3–21、图 5–6、图 5–55）或者深水环境下的陆坡环境（图 3–22、图 5–56、图 5–57）。这些地区具有的不对称形状说明愈合相形成了楔状体的几何外形，因为他们上超在等深线低部位的近源部分，并且逐渐向远处减少（图 5–55）。愈合相楔状体形成于滨面的底部、陆架和深水环境，每一种环境提供不同数量的可容空间，因而与不同的空间尺度

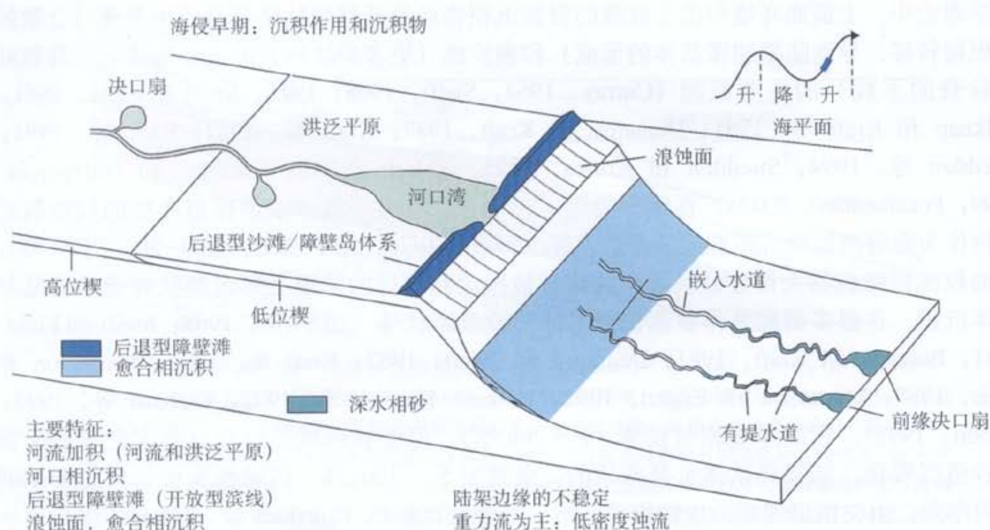


图 5–56 海侵体系域早期的沉积作用和沉积物主要特征（据 Catuneanu，2003 修改）

基准面的快速上升引起陆架退积相的改变，大部分河流相沉积物沉积在河流到浅海相环境中，包括河流、滨岸和浅海体系。浪蚀作用侵蚀下伏正常海退的陆架边缘型三角洲和开放滨线地区，继续为深水区域的密度流提供砂体。这些密度流是低密度类型，与低位体系域中的密度流相似（图 5–44）。这种低密度浊流在陆峭的大陆斜坡处（流水能量>沉积物负载）被卸载下来，但在低梯度盆地变成加积（沉积物负载>流水能量）。低位体系域和海侵体系域早期低密度浊流流向盆地与高密度下降阶段有关，因为较高的泥质保证了更大堤坝的形成。愈合相楔状体是海侵体系域的典型代表，在海退末期形成充填，或愈合的等深线型剖面。河口湾相可以作为识别海侵的标志，但在海侵时的开放型滨线环境退积甚至是进积型三角洲都可以在河口环境中形成，主要是由于潮道侵蚀和沉积物供应的结果（图 5–51、图 5–52）

有关系。较小规模的下滨面楔状体在海侵期间充填因海浪侵蚀作用形成的位于浪蚀面之上（与海侵滞留有关）不规则的海洋地区（图 3–20），有可能被陆架砂所覆盖。中型尺度的陆架愈合相楔状体位于最大海退面之上（滨面或三角洲最年轻的进积沉积，图 5–55），有可能位于陆架砂之上。最后，大型深水愈合相楔状体在斜坡梯度和上覆陆架斜坡上最大海退面之间圆滑的程度不同（图 5–56、图 5–57）。注意，仅仅有愈合相楔状体充填等深线低部位，在海侵过程中形成，位于浪蚀面之上。愈合相楔状体充填已经存在的等深线底部，在海侵相盆地发育时开始与浪蚀面的远端尖灭有关，因此他们位于最大海退面之上。

不考虑盆地内的位置，在陆架或者深海环境中，所有的愈合相楔状体在形成过程和地层外形上具有相同的特征，在海侵体系域的早期，当滨线接近于等深线底部区域的时候被充填，沉积物供应高，沉积作用以重力流和悬浮型沉积为主。愈合相楔状体的底部相对颗粒较粗，有可能包括一定数量的砂体。随着海侵作用，滨线相对于等深线低部位相对较远，沉积物供应减弱，愈合相楔状体主要以悬浮沉积为主。愈合相楔状体的上部颗粒相对较细，主要由泥沙和泥质沉积物构成。完全发育的愈合相楔状体的典型垂向剖面具有向上变细的颗粒组成，向底部砂的密度逐渐增加，这与无河道化的高密度流流体有关。剖面上部，在低密度流和高密度沉积之间平衡的改变有利于砂的供给逐渐消失。由于向愈合相地区供给沉积物，波浪活动大面积参与，沉积物源有可能变成线状，沉积物的搬运主要以扩

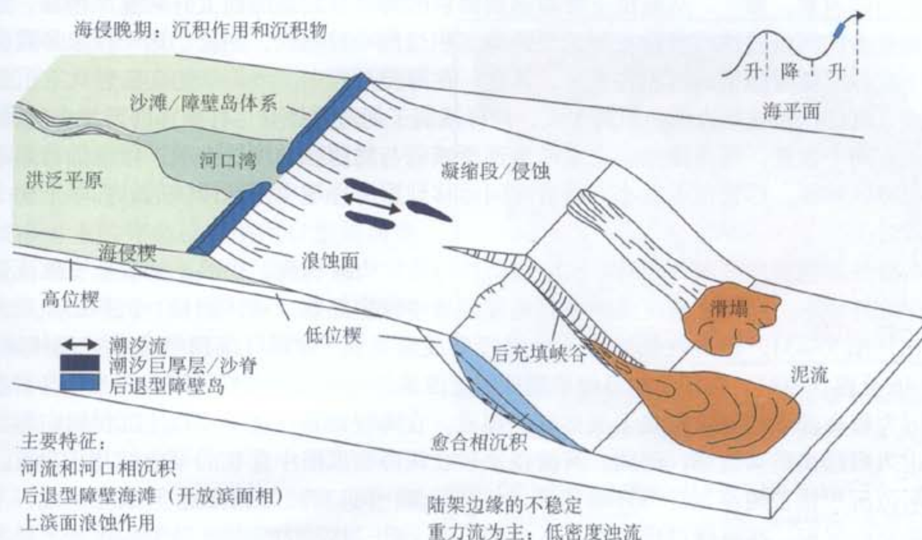


图 5-57 海侵体系域晚期的沉积作用和沉积物（据 Catuneanu，2003 修改）

大部分陆源碎屑沉积物已在河流相到浅海相环境中沉积下来，这些沉积环境包括河流相、河口相、三角洲、开放型滨线环境以及下滨面。多余的砂体在风暴流和潮汐流的作用下形成陆架席状体、脊状体和条带状沉积物。这些陆架砂质沉积物与海侵体系域伴生，能够形成并保存陆架砂体的最有利环境是滨岸海侵环境（Posamentier，2002）。在海侵时期随着基准面快速上升，陆架边缘的水动力条件不稳定，在较深水环境中形成泥流。所有海侵沉积物的最上部被标定为最大洪泛面。在海侵沉积物消失的地方（如陆架上部斜坡地区容易发生无沉积或者侵蚀事件），最大洪泛面对最大海退面进行改造。原来的河口环境有可能变成河口湾（见图）或者三角洲，主要取决于可容空间和沉积作用的平衡（图 5-51、图 5-52；详见文字）

散为主而不是以渠化为特征。当沉积物从滨线搬运到盆地积累区，在楔状相地区沉积速率向远端方向逐渐减弱（图 5-55）。因此，愈合相楔状体的近端随着时间逐渐变厚，近端的几何形态变化相应的由底部向下凹变为平最终变为向上凸（模仿最年轻海退近端的形态）(Posamentier 和 Allen，1993，1999，图 5-55 至图 5-57)。在等深线低位地区的充填作用中，这些愈合相斜坡沉积向较为陡峭的向陆部分上超（图 3-22、图 5-55 至图 5-57）。发育在深水环境下的，覆盖在陆架斜坡上的这种楔状体是海侵斜坡裙（Galloway，1989，图 3-22、图 5-56、图 5-57）。

除了海侵斜坡裙（大尺度愈合相楔状体上超于大陆斜坡，沉积物源是线状体），海侵体系域的深水位置有可能包括海底扇伴生着河道化特征的沉积物。重力流的特征导致海底扇的形成，在海侵期间发生变化，从早期海侵的低密度浊流到晚期海侵的高浓度碎屑流（泥流）(Posamentier 和 Kolla，2003；图 5-11、图 5-37、图 5-56、图 5-57)。

海侵早期阶段的低密度浊流与下伏的低位体系域相似（图 5-45 至图 5-48，对比 5-44、图 5-56），这使得在深水密度流整合层序中识别最大海退面是非常困难的（图 5-63）。在陆架中基准面上升起始点河流侵蚀的沉积物被捕获在低位正常海退体系，并运移到深水环境，其含砂量随着时间呈现减少趋势，这一过程在海侵中仍然继续。这一趋势可以通过低位—海侵中盆底深海扇沉积向上变细的沉积剖面说明（图 5-63），主要综合了

体的一部分（图 4-41、图 5-56）。大陆架与陆架边缘相似，最好的储层集中在滨线上，其次是后退型海滩（开放型滨岸环境）、入海口复合体、退积型湾头三角洲或者进积型三角洲（河口环境）。入海口复合体依赖于河口湾发育的程度。以波浪为主的完全稳定型河口湾是典型的亚环境，包括弯头状三角洲，中心海湾和入海口复合体（图 5-52）。这是海侵体系域中的普通事例，泛滥河水在下切谷中流动，*河流淹没的速度比相邻开*放型滨海的海侵作用要快（图 5-51）。在这种环境下，河口湾复合体的保存（图 4-53）指示了波浪侵蚀的速度比海湾内沉积作用要小。该状况也适用于后退型沙滩和障壁岛体系；相反，海岸环境具有很高的波浪能量，海岸型储层的保存程度不一致（Leckie，1994；图 3-24、图 3-26）。一个不完整的（被淹没型）河口湾里面的洪水被相邻开放型滨岸的海侵作用所超越，仅仅具有后退型弯头状三角洲，并没有稳定的中心型河口湾和入海口复合体亚环境（图 5-52），这种情形容易出现在流淌在未下切河谷中的小型河流中（图 5-51）。这个讨论解释了世*界所遇到的复杂问题，揭示了事物的真相*依赖于局部环境。这就再次要求层序地层模型需要一个盆地一个盆地的单独试验，用统一模板在不符合实际时会出现偏差。

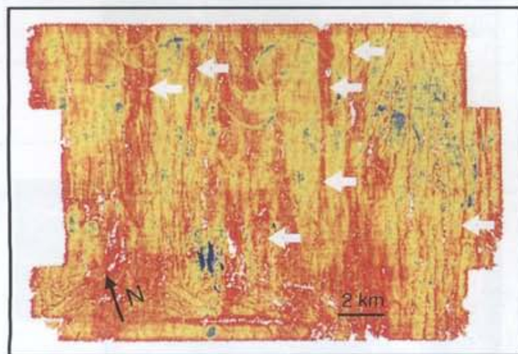


图 5-59 反射振幅提取的平面图（据据 Posamentier，2002 修改；地震图像也由 H. W. Posamentier 提供）
图中展示了中新世的陆架沙脊，Java 西北部的滨外环境。脊状砂体（图中红色的条带状，箭头指示处）长约几千米、宽约几百米，砂体沿水平切面水下约 810m。海侵体系中有利于陆架砂体的形成，尤其是当大陆架被水部分淹没的时候。在高位基准面抬升和正常海退时发生的加积作用很容易使脊状砂体在岩石中保存下来。这就是为什么陆架砂被认为是海侵体系域中重要的浅海相沉积物的原因（Posamentier，2002）。其他体系域并没有提供形成和保存这种陆架砂体的有利条件

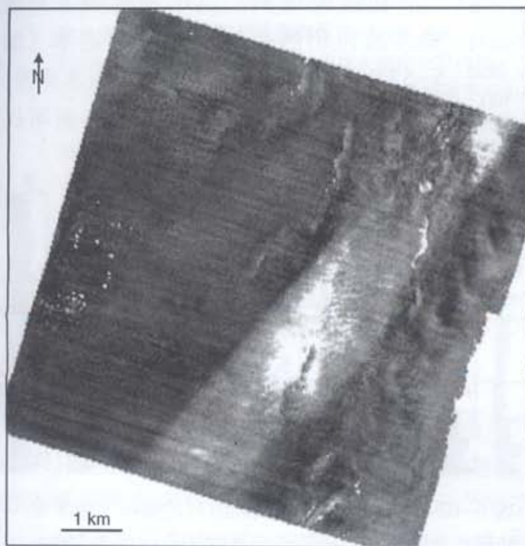


图 5-60 反射振幅提取的平面图（Posamentier，2002；H.W. Posamentier 提供图像）
图中展示了中新世 Java 西北部滨外大陆架沙脊的放大图像，约 720m 的水下切片。沙脊的东北部（图中白色区域，代表了高振幅负偏）被解释为宏观地质体的头部边缘。见图 5-61，可以进行头部和尾部边缘处的对比

从滨线向陆方向，海侵体系域中油气开发的潜力为中等到贫乏，是由于洪泛平原相发育大量细粒沉积物（由于基准面迅速上升）。典型的河流相储集体是孤立型潮道充填砂体。天然堤和决口扇沉积被洪泛平原的粉沙质包裹。从滨线向海方向，上超的愈合相沉积捕获了波浪侵蚀所提供的砂体，剩余的沉积物通过低密度流

两个不同的因素。第一，从低位正常海退到随后的海侵早期基准面上升的速率增加，这就意味着更多的河流侵蚀沉积物在河流至浅海加积过程中被捕获。相反，这一现象导致深海环境中获得河流侵蚀型的沉积物更少。其次，在海侵过程中滨线记录的向陆转化在沉积物进入点（河口）和陆架边缘的距离变大，同样减弱了河流侵蚀物运移到深海环境中的机会。另外还有两个因素，河流体系中记录能量逐渐减弱与物源区的剥蚀有关，伴生的海岸进积作用也可以解释，尽管范围较小，随着时间运移到深海环境中河流侵蚀的砂在基准面上升期间减弱。

在海侵早期阶段（图 5-56），滨岸线仍然与陆架边缘相连，仍然能够被低密度流体搬运到深水环境中。这种低密度流体在高角度陆坡中发生卸载（流体能量＞沉积物负载，引起固化，图 5-45），但是在低梯度盆地海底变成超负载 / 加积（沉积物负载＞流体能量，图 5-46 至图 5-48）。在低位和海侵早期低密度浊流运行到盆地变成下降阶段晚期高密度河流，因为较高部分的泥质构成了天然堤的组成。在海侵晚期（图 5-57），沉积物向海洋盆地的进入点远离陆架边缘，因此，河流侵蚀砂在深海密度流中存在的可能性几乎没有。大部分河流沉积物被河流至浅海环境捕获，包括河流、河口湾、三角洲、开放型滨线、下滨面、陆架砂沉积。在海侵过程中由于基准面迅速上升，水动力条件在陆架边缘处不稳定导致外陆架发生侵蚀作用——斜坡上部细粒沉积物，造成深水环境中泥流的发生（图 5-57、图 5-63）。这些泥流沉积物与下降阶段体系域的早期相似（图 5-33 至图 5-36），在图 5-63 整个剖面中颗粒向上变细说明了盆底深海扇复合体的低位和海侵部分沉积。

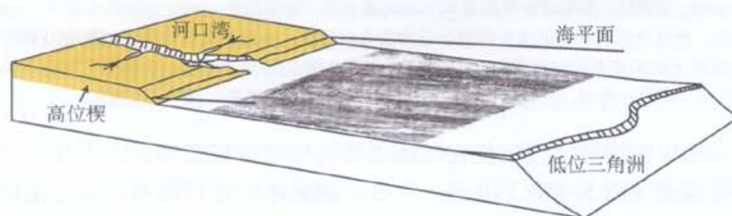


图 5-58　Java 西北部滨外中新世陆架脊状体的反射振幅图（据 Posamentier，2002 修改；地震图像也由 H. W. Posamentier，提供）

这些脊状体宽约几百米，长约几千米（图中的白色特征，根据振幅的高度负偏）。当大陆架大部分被海水浸没时，这些脊状体易于在海侵环境中形成。在高位基准面上升和正常海退时，岩石中很容易保存下来侧向加积形成的沉积物。这就是为什么陆架砂被认为是海侵体系域中重要的浅海相沉积物（Posamentier，2002）的原因。其他体系域并没有提供形成和保存这种陆架砂体的有利条件

海侵沉积保存的可能性比较高，是因为之后的高位正常海退导致沉积加积作用跨越整个盆地（图 5-6）。总的来说，海侵体系域是所有体系域中保存最完好的，从盆地边缘到盆地中心都有沉积。通过对比，在陆架环境中下降阶段的沉积物在基准面下降阶段受到陆上侵蚀；低位体系域河流的下游部分在海侵中通常受到海浪侵蚀的影响；高位体系域的河流到浅海相在基准面下降过程中经过了陆上侵蚀。

二、经济潜力

1. 油气区带

海侵早期形成石油区带具有双重角色。一些是陆架底的海侵楔状体，一些是深水楔状

体的一部分（图 4-41、图 5-56）。大陆架与陆架边缘相似，最好的储层集中在滨线上，其次是后退型海滩（开放型滨岸环境）、入海口复合体、退积型湾头三角洲或者进积型三角洲（河口环境）。入海口复合体依赖于河口湾发育的程度。以波浪为主的完全稳定型河口湾是典型的亚环境，包括弯头状三角洲，中心海湾和入海口复合体（图 5-52）。这是海侵体系域中的普通事例，泛滥河水在下切谷中流动，河流淹没的速度比相邻开放型滨海的海侵作用要快（图 5-51）。在这种环境下，河口湾复合体的保存（图 4-53）指示了波浪侵蚀的速度比海湾内沉积作用要小。该状况也适用于后退型沙滩和障壁岛体系；相反，海岸环境具有很高的波浪能量，海岸型储层的保存程度不一致（Leckie，1994；图 3-24、图 3-26）。一个不完整的（被淹没型）河口湾里面的洪水被相邻开放型滨岸的海侵作用所超越，仅仅具有后退型弯头状三角洲，并没有稳定的中心型河口湾和入海口复合体亚环境（图 5-52），这种情形容易出现在流淌在未下切河谷中的小型河流中（图 5-51）。这个讨论解释了世界所遇到的复杂问题，揭示了事物的真相依赖于局部环境。这就再次要求层序地层模型需要一个盆地一个盆地的单独试验，用统一模板在不符合实际时会出现偏差。

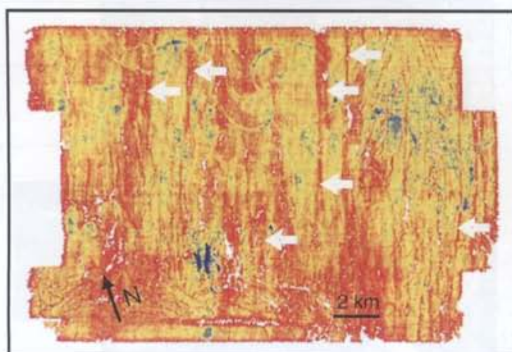


图 5-59　反射振幅提取的平面图（据据 Posamentier，2002 修改；地震图像也由 H. W. Posamentier 提供）

图中展示了中新世的陆架沙脊，Java 西北部的滨外环境。脊状砂体（图中红色的条带状，箭头指示处）长约几千米，宽约几百米，砂体沿水平切面水下约 810m。海侵体系中有利于陆架砂体的形成，尤其是当大陆架被水部分淹没的时候。在高位基准面抬升和正常海退时发生的加积作用很容易使脊状砂体在岩石中保存下来。这就是为什么陆架砂被认为是海侵体系域中重要的浅海相沉积物的原因（Posamentier，2002）。其他体系域并没有提供形成和保存这种陆架砂体的有利条件

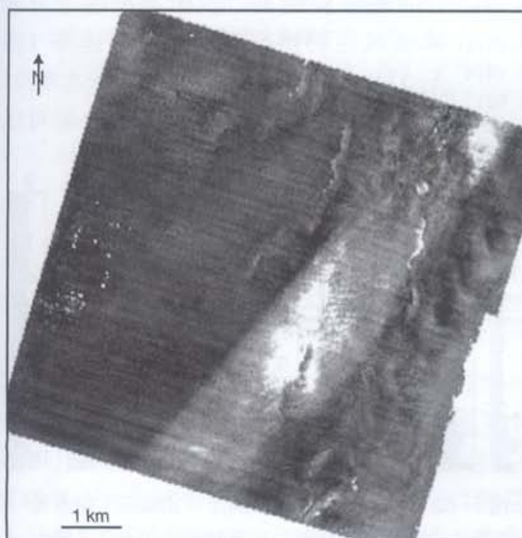


图 5-60　反射振幅提取的平面图（Posamentier，2002；H.W. Posamentier 提供图像）

*图中展示了中新世 Java 西北部滨外大陆架沙脊的放大图像，*约 720m 的水下切片。沙脊的东北部（图中白色区域，代表了高振幅负偏）被解释为宏观地质体的头部边缘。见图 5-61，可以进行头部和尾部边缘处的对比

从滨线向陆方向，海侵体系域中油气开发的潜力为中等到贫乏，是由于洪泛平原相发育大量细粒沉积物（由于基准面迅速上升）。典型的河流相储集体是孤立型潮道充填砂体。天然堤和决口扇沉积被*洪泛平原的粉沙质包裹。从滨线向海方*向，上超的愈合相沉积捕获了波浪侵蚀所提供的砂体，剩余的沉积物通过低密度流

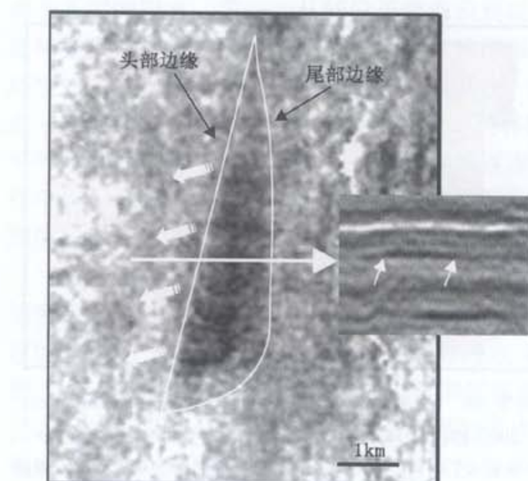


图 5-61 Java 西北部滨外中新世—陆架沙脊的形态，位于水下约 775m 水平切片的振幅提取图像（据 Posamentier，2003 修改；H.W. Posamentier 提供图像）

注意陆架沙脊的垂直剖面形态在 2D 地震测线上表示出来。陆架脊平面上具有不对称形态，具有垂直的明显可识别的头部边缘，以及一个相对不规则的尾部边缘。脊方向的改变用箭头表示，受到垂直地震分辨率的限制，垂直剖面上陆架沙脊的形态很难在 2D 地震测线上被估计出来。尽管这种宏观砂体的宽度可以通过不正常的振幅显示（两个小箭头表示了陆架沙脊的边缘），横剖面上的沙脊形态可以应用测井曲线更好的进行评价（图 5-62）

形成陆架砂沉积，包括平行于滨线的脊状体（Posamentier，2002）。另外，尤其是靠近陆架边缘的地区，陆架通常经历过饥饿无沉积阶段，通常有凝缩段形成（Loutit 等，1998）。水体的快速增加导致陆架边缘不稳定，大范围导致重力流作用（Galloway，1989），这种重力流泥质丰富，参与的粉砂质外陆架沉积物的沉积远远超过沉积物进入点（the sediment entry points）。因此，深水相内的重力流沉积的砂 / 泥比值在基准面上升（低位正常海退—海侵）阶段整体下降，从浊流到泥流（图 5-44、图 5-56、图 5-57、图 5-63）。深海盆地海侵上升阶段沉积物具有向上变细的趋势，完全是高位晚期正常海退水下扇复合体顶部深海 / 半深体流动继续供应砂形成海底扇，因为滨线与陆架边缘相似（图 5-56）（因为滨线与陆架边缘相邻）。海侵早期密度流通常发育在低梯度盆地，形成天然堤河流充填物以及构成小型的三角洲前缘砂体。储集体一般不出现在大幅度梯度变化的大陆斜坡上。由于低密度浊流的卸载不足（能量流动 / 运载能力 > 深海沉积物的负载），河道易于被切割（侵蚀 > 沉积作用）。由于早期海侵作用稀释的浊流逐渐以粉砂质沉积物为主，持续形成天然堤沉积。在整个基准面变化旋回中，重力流可能把砂质沉积物运移到更远的盆地内。早期海侵的浊流在特征上与低位期的浊流性质相似，但是流体密度稍低，是由于大陆架基准面上升使得加积型河流相至浅海相体系域中可以捕获更多的河流侵蚀的沉积物。

在海侵晚期，滨岸基准面上升速率递减但仍然高于沉积作用速率（图 5-57）。陆架很大的一部分被海水淹没，而且风暴流和潮汐流的相互作用可以

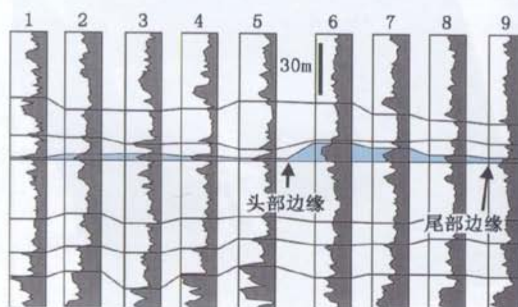


图 5-62 测井曲线间的横剖面对比展示了中新世陆架沙脊的形态，相邻砂质席状体位于水下 850m，Java 西北部的滨外（据 Posamentier，2002 修改；H.W. Posamentier 提供测井曲线）

剖面长度约 6km，注意陆架砂的形态并不对称，头部较厚并且容易定义，并向尾部变细，综合 3D 地震和测井数据（图 5-61 和图中的测井曲线）可以为陆架沙脊的形态提供重建的依据

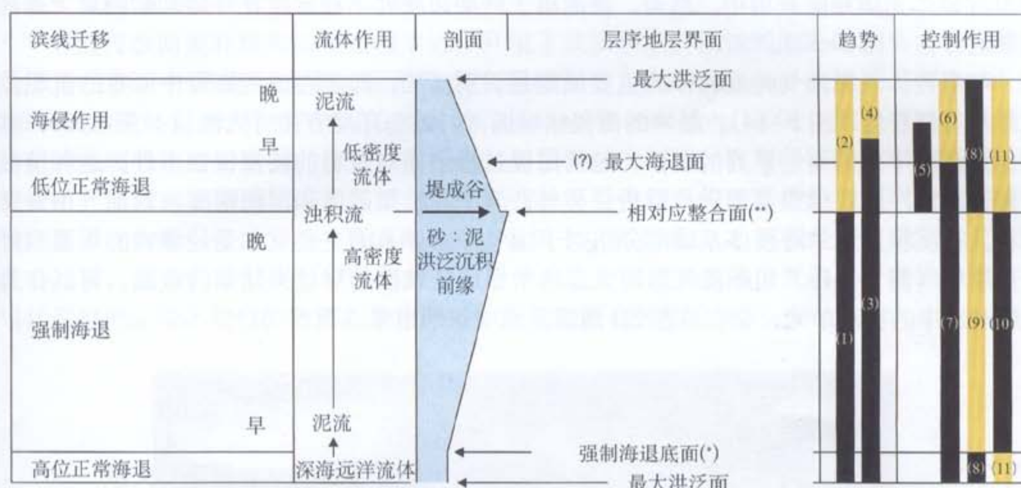


图 5–63　整个基准面变化旋回期海底扇复合体综合垂直剖面，展示了所有的粒序变化趋势以及四个低穿时性（事件意义）层序地层界面的参考点（据 Catuneanu，2003 修改，Posamentier 和 Allen 提供更多的信息，2003）

(*) 是 Posamentier 和 Allen 提出的相对应整合面（1999）；(**) Hunt 和 Tucker 的（1992）；(1) 颗粒向上变粗；(2) 颗粒向上变细；(3) 水下扇复合体进积作用；(4) 水下扇复合体退积作用；(5) 上升的基准面（越来越多的陆源沉积物在河流至浅海体系域中被捕获，因而深海环境中获得的砂就相对减少，颗粒向上变细；(6) 滨线海侵作用（沉积物的退积作用进入到海洋盆地，因此颗粒向上变细）；(7) 滨线海退（沉积物进积作用进入海洋盆地，因此剖面上颗粒变粗）；(8) 在基准面上升期间河流梯度和能量随着时间减少（河流侵蚀作用引起的伴生海岸加积作用，因此颗粒向上变细）；(9) 在基准面下降期间河流梯度和能量随着时间增加（由不同的河流侵蚀或不同的构造作用造成的，因而向上颗粒变粗）；(10) 在基准面下降期间河流沉积物没有发生分选，所有颗粒大小的沉积物都运移到了深水环境；(11) 河流沉积物的分选，粗粒沉积物组分在陆架区域优先沉积，只留下细粒沉积物存在于重力流中（因此穿过相对应整合面砂 / 泥比急剧减少）。注意同一时间下不同的控制因素可能产生相反的趋势 [如 (5) 和 (8) 具有向上变细的趋势，(7) 具有向上变粗的趋势]，正是它们的相互作用才决定了岩石中的真实情况。在这种情况下，基准面上升一开始，随着后来速度的提高 [控制因素 (5)]，对沉积物平衡作用有很大影响。因此造成了穿过相对应整合面时由高向低密度的变化。基准面上升期间从高向低密度流的变化意味着沉积物 / 水比值的变化，也减少了重力流中的砂 / 泥比值，这是因为河流沉积物的粗粒组分首先在加积型河流到滨海体系中沉积下来，注意不同扇朵随时间的自旋回变化，导致不同水下扇复合体中有不同的剖面特征

海沉积物积累的结果（图 5–7、图 5–63）。

海侵晚期石油主要集中在河流—浅海沉积体系中（海侵楔状体发育在大陆架上，图 4–41）。河流、滨岸以及下滨面的储集体特征与海侵早期相似。这些储集体有可能包括在洪泛平原内包裹的河流相砂质建造单元（河道充填、天然堤和决口扇）、后退型沙滩、湾头三角洲河口复合体、进积型三角洲、滨岸下部愈合相沉积。海侵体系域晚期另一个典型的石油储层是陆架砂沉积（图 5–57；Posamentier，2002）。海侵陆架巨厚层沉积体（macroforms）在现代陆架以及地层沉积中都可以被识别出来。正如 Posamentier（2002）写道：这些巨厚沉积是由于砂质三角洲或滨岸平原被陆架潮汐流侵蚀和后期改造的结果。这些海侵沉积物具有很高的石油开发潜力，因为这些砂体通常被陆架泥岩包裹。在海侵晚期，陆源碎屑进入点（entry points）离陆架边缘太远以至于不能形成重要的深水性重力流，因

此没有砂体充填到海底扇中。然而，泥流由于陆架边缘的不稳定性在外陆架和斜坡上部区域普遍存在（图5-57）。

与海侵体系域油气开发相伴的重要风险是识别储层，即使在滨线海侵中所有的沉积体系都具有储层相（图5-14）。最好的海侵储层通常与滨海环境有关（入海口、三角洲），尽管他们保存下来需要一系列的条件，包括海侵过程中相对较弱的波浪侵蚀条件。这种情况需要运用层序地层学对盆地进行分析。另外，滨岸相陆架砂体和深海密度流对油气田开发有利。在沉积盆地中海侵体系域的分布对于油气开发体系的主要贡献是烃源岩的积累和封闭盖层相（图5-14），如海侵浅海相页岩通常形成区域性的穿过大陆架的盖层，可以作为地层对比中的标准单元，很容易在2D地震测线中识别出来（图5-64）。

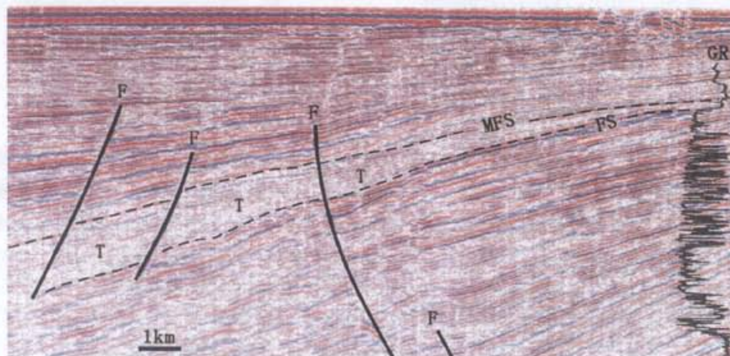


图5-64　地震测线表明陆架构造环境从上新世到现代的沉积（PEMEX提供图像）

沉积相由伽马测井曲线校准。注意：区域性广泛分布的海侵页岩可以作为地层标记用来进行区域性对比，它的底界是洪泛面，顶界是最大洪泛面。海侵页岩形成于外陆棚环境中（风暴浪基面以下）。在盆地内可以识别出突发性的洪水事件，下部的沉积相（洪水面以下）主要在风暴浪基面以上，在内陆架到海滩环境中形成。最大洪泛面之上是海退（高位）沉积。T—海侵体系域；F—断层；FS—洪泛面；MFS—最大洪泛面

2．煤炭资源

海侵体系域作为最好的煤开发对象是具有争议的。滨线海侵体系域的结束标志着沉积高峰的出现和后期煤的发育。这是因为相对全部剖面此时的水位最高。在接下来的时间内，滨线处海侵期具有较高的可容空间和沉积物供给速率（图5-15）。可容空间和沉积作用之间的平衡在海侵作用过程中有利于前者，代表着高峰沉积物所需要的一系列基本条件环境。然而可容空间大于沉积速率是必要条件而非充分条件，正如植物的生长也依赖于气候限制，假设所有的有利条件都符合，最有利的煤层应该出现在最大洪泛面之上（Hamilton和Tadros，1994；图5-15）。最大洪泛面的时间在基准面上升期间出现的相对较晚（图4-7），这就意味着剥蚀物源区沉积物的供应比基准面上升最早期的时候要少（比如正常海退的低位体系域）。本章所描述的观点符合标准层序地层学的模型，在滨岸海侵阶段能够预测河流和海岸的加积作用。然而，值得注意的是例外也会发生，图3-20例2中就有描述（见第三章），在这种情况下，尽管基准面上升，海岸侵蚀仍然占有主要地位，非海相环境中有可能以侵蚀作用或者沉积物过路作用为主，导致陆上不整合的的形成（Leckie，1994）。

3. *砂矿沉积*

海侵侵蚀面是在滨线海侵过程中近岸环境下波浪和潮汐侵蚀和改造的结果，有可能伴生滞留沉积，并具有形成重大经济储集空间的潜力。Witwatersrand 盆地的 G.V.Bosch 和 Stilfontein 礁体是海侵储存空间的代表（Catuneanu 和 Biddulph，2001；图 5–43）。海侵型砂矿的地理分布被古滨线的位置严格控制，并沿着倾向剖面。在海侵期开始和结束时，海侵金矿严格限制在滨线轨迹的区域。以另外两种不整合相关的砂矿类型为例（陆上不整合和海退形成的海相侵蚀面——可以在下降体系域中见到剖面），古滨线是开发沉积砂矿的最核心元素，因为它会限制海侵礁体的侧向延伸。最大海侵滨线的位置取决于盆地边缘，如果仅仅根据盆缘不整合的展布图进行开采，海侵砂矿有可能丢失。

第六节 海退体系域

一、定义和叠置样式

海退体系域包括滨线海退过程中沉积的所有地层，如整个不能识别的高位域、下降阶段和低位域沉积（图 5–65）。因此，体系域和穿过盆地的进积型叠加样式有关。Embry 和 Johannessen（1992）在层序地层学文献中引进了海退体系域的概念。作为海侵—海退层序模型的一部分（图 1–6、图 1–7），Embry（1993，1995）在其后的出版物中进行了进一步的细化。

把所有海退的沉积物归结为一个不明确的体系域是非常脆弱的。所具有的数据不能满足人们去研究地层的尖灭（如退覆）和叠置样式，因此对海退沉积中的各种类型进行了分类。如将海退体系域应用在单个的低位域、下降阶段和高位域阶段是有利的。由于识别划分低位域、下降阶段、高位域的分界面存在困难（注意：相对应整合面和强制海退的底部分，Embry，1995），识别整合层序地层面作为体系域边界在单个钻孔中几乎是不可能的，因为仅仅可以获得测井和钻孔资料。如在图 5–65 中，我们仅仅有（2）和（5）的测井曲线，让我们去估计强制型基准面和相对应整合面几乎是不可能的；同样，在整合和颗粒向上变粗的加积型浅海相地层中也是不可能的。然而层序的区域构建和叠置样式可以通过地震数据获得。如帮助我们识别的那些剖面是垂直剖面。这些已研究的地层格架允许我们去测量强制性海退时的基准面是最古老的退覆伴生的斜坡（clinoform）（图 5–65）。这些标准的实施受到一系列因素的限制，包括岩石记录中退覆叠置模式的保存程度，我们在第四章中进行了详细介绍。

Embry（1995）把海退体系域定义为盆地中以最大洪泛面为底的海相和非海相沉积体，在顶部，海退体系域是海相序列内以最大海退面为边界的部分，在非海相以陆上不整合面为界。Embry（1995）对体系域边界的侧面部分进行了定义，甚至认为低位体系域的河流相地层（仍然是海退）可能代表着陆上不整合。在这一原理下，所有的直接覆盖在陆上不整合面之上的河流地层都归结为海侵体系域（Embry，1995）。这一方法的缺点在于勾画了海侵体系域的上边界，与 T—R 层序的边界相一致，实际上组成了陆上不整合面。最大海退面是暂时性的退覆，*它们与基准面旋回不同阶段或者基准面旋回事件有关（图 4–6、图 4–7）*。另一方面，这一方法的背后动机是陆上不整合面是非海相层序中最具有争议的重要

界面，然而最大海退面比强制海退底面和盆地中浅海相中的相对应整合面容易识别。然而其他的限制性有可能阻碍这一方法的实际操作，尤其是在下游河流和深水环境中，在河流体系中的下游区域，低位体系域的河流沉积通常是最厚的（图 5–4 至图 5–6、图 5–65）。陆上不整合面与最大海退面的物理关系可能基于这种情况建立，即低位滨线到滨岸平原的沉积厚度比后来的海侵型侵蚀作用引起的侵蚀要小（见图 2–5 中的大陆架低位楔的几何形态）。相反，低位滨岸至滨海平原沉积可以在时空上分割两个具体的面作为海侵体系域的上部边界（图 5–65）。在深水环境中，最大海退面的识别和辨认浅海地层中的相对应整合面一样困难。这些问题将在下面做详细的探讨。

在盆地的非海相沉积中，海退沉积体（regressive package）与陆上不整合和相应的地

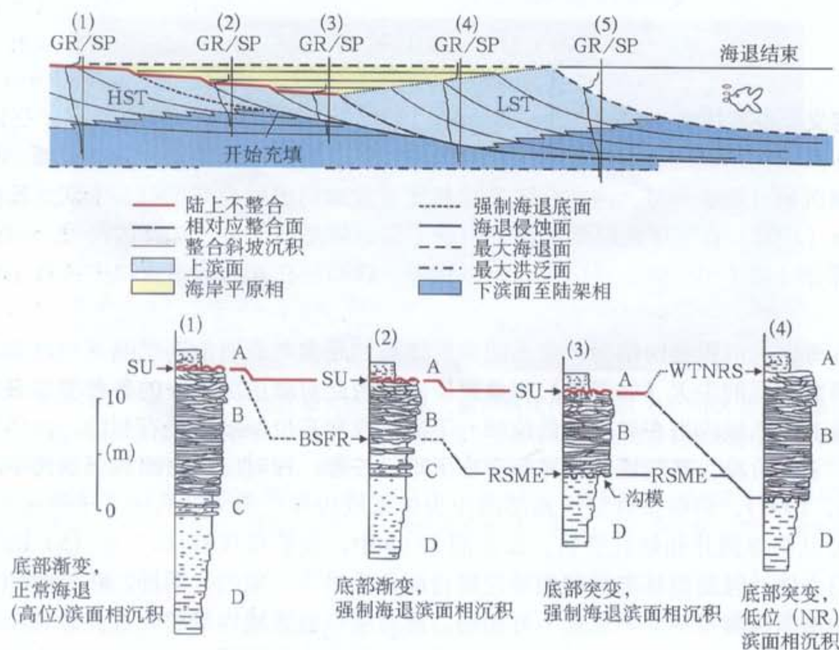


图 5–65　以波浪为主的浅海环境中海退体系域的剖面特征（据 Plint，1988 修改；Posamentier 等，1992b；Wallker 和 Plint，1992；Posamentier 和 Allen，1999）

5 条合成测井记录曲线捕捉到了沿倾向垂直剖面的不同层序特征。曲线（1）表明逐渐变浅的浅海层序，顶部被陆上不整合面穿插。高位正常海退期间形成该层序，包括一个相对较厚的滨岸相楔状体，是在基准面上升期间形成的沉积；曲线（2）同样也是间断性地向上变浅的浅海层序，顶部穿插了陆上不整合面，但是滨面沉积较薄（深度小于浪基面），具有强制海退期的早期特征；曲线（3）具有较为底渐变，相对较薄（小于正常浪基面），强制海退滨面序列直接覆盖在外陆架高位相之上。滨面沉积的上部有可能被陆上不整合面或者相对应整合面分割；曲线（4）低位滨线沉积较薄的层序（基准面上升期间形成的），是一个底渐变，它位于海退侵蚀面的最年轻部位。滨面沉积的顶部层序是整合的，除非后期经过海侵侵蚀作用的改造；曲线（5）表明相对较厚的低位滨面沉积序列（在基准面上升期间形成的），具有逐渐变化的层序，它位于向海方向，与海退侵蚀面的边缘性尖灭有关。如果曲线（5）位于最大海退面滨线的向海方向中（表中所示），低位滨面沉积上部是整合的最大海退面，除非后来被海侵侵蚀作用进行了改造。沉积相：A—海岸平原；B—滨岸线；C—内陆架（具有槽状交错层理）；D—外陆架的细粒沉积物。GR/SP—伽马 / 声波阻抗；HST—高位体系域；BSFR—强制海退底面；RSME—海退侵蚀面；WTNRS—趋势内正常海退面；NR—正常海退面，见图 4–20

层缺失有关，岩石中保留了低位海滨、海岸平原或者冲积扇沉积（图 4–6、图 5–5、图 5–65）。在这些例子中，海退层序中包含的沉积在成因上并不相关（如陆上不整合之上的高位和低位地层形成于两个不同的基准面变化旋回中）。低位河流楔的边缘向陆方向，以最大海侵面海侵上超在陆上不整合为起点，陆上不整合直接被海侵型河流地层覆盖其上（图 5–4、图 5–5）。在这种情况下，陆上不整合为海退和上覆海侵沉积的界限［如图 5–65 的测井曲线（1）］。即使在低位河流地层发育的地区，后来强烈的海侵侵蚀作用有可能形成被海侵侵蚀改造的陆上不整合。如此不整合就变成了海退与上覆海侵沉积之间真正的界限（Embry，1995；Dalrymple，1999）。

在盆地的浅海沉积中，海退沉积体颗粒具有向上变粗的趋势。这与盆地方向滨线的转变有关（图 4–6、图 5–5）。向上变粗的轮廓理应具有严格的进积趋势，与向上变浅的趋势并不一定相同（Catuneanu 等，1998b）。最早的记录下来的向上变粗的海相沉积可能出现在深水环境，尤其是那些不与滨线相邻的地区（Naish 和 Kamp，1997；T.Naish，Pers.Comm，1998；Catuneanu 等，1998b；Vecsei 和 Duringer，2003；关于这一主题的更多详细内容和大量模型实例，将在第七章中讲述）。海退体系域中潮下相的特征因成因类型不同而不同。如高位正常海退、强制海退或低位正常海退（图 5–65、图 5–66）。高位滨面相通常具有底渐变，相对较厚（大于晴天浪基面深度），反映基准面上升时的加积趋势［如 5–65 中的测井曲线（1）］。下降期滨面沉积通常具有浪控背景的底部突变［如 5–65 中的测井曲线（3）］，正如整合的强制海退底面之上的最早期朵叶［如图 5–65 中的测井曲线（2）］。在以河流为主的环境中，不能形成海退侵蚀面，下降期滨面相具有底渐变（图 3–27）。在两个实例中，下降期滨面砂的厚度比晴天浪基面要低，是由于基准面下降引起可容空间受到限制（图 5–65、图 5–66）。低位滨面沉积是底部渐变的［如图 5–65 中的测井曲线（5）］，沉积在海退侵蚀面远端顶部的最早期朵叶除外［如图 5–65 中的测井曲线（4）］。低位滨面沉

体系域 / 滨面沉积	RST		
	HST	FSST	LST
厚度	厚（> FWB）	薄（< FWB）	厚（> FWB）
底（地层界面）	渐变（WTFC）	突变 / 渐变（RSME/BSFR）	渐变 / 突变（CC/RSME）
顶（地层界面）	削截（SU）	削截 / 渐变（SU/CC）	整合 / 削截（WTNRS，MRS/TRS）

图 5–66　海退体系域滨面相沉积的地层特征

由于基准面上升期间伴随着加积作用，高位和低位滨面相沉积的厚度往往大于晴天浪基面深度。强制海退滨面相沉积的厚度比晴天浪基面要薄，因为仅仅一部分滨面相（通常是滨面相的上部）在基准面下降阶段接受沉积。除了整合的强制海退底面的顶部早期朵叶沉积以外，强制海退滨面相沉积一般是底部突变。低位滨面相沉积一般是底部渐变，但海退侵蚀面的顶部是年轻的沉积例外。见图 5–65 代表了不同类型的滨面相沉积。RST—海退体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；FWB—晴天浪基面；WTFC—趋势内相接触面；RSME—海退侵蚀面；BSFR—强制海退底面；CC—相对应整合面（Hunt 和 Tucker，1992）；SU—陆上不整合；WTNRS—趋势内正常海退面；MRS—最大海退面；TRS—海侵侵蚀面

特征 \ 体系域	低可容空间体系域	高可容空间体系域
沉积趋势	早期进积（1）	加积
沉积能量	早期增加，后期下降	随时间下降
粒度	底部向上变粗（1）	向上变细
颗粒大小	粗	细
形态	规则，不连续（2）	板状或楔状（3）
砂／泥比	高	低（4）
储层结构	并列河道充填	孤立条带状砂体（4）
洪泛平原相	稀少	丰富（4）
厚度	薄（5）	厚（5）
煤层	稀少或者缺失（6）	非常发育（7）
古土壤	非常发育（8）	不发育（9）

图 5-67　低和高可容空间体系域的可识别特征（据 Catuneanu 修改，2003；Leckie 和 Boyd，2003 提出其他信息）

（1）河流体系域底部的进积作用伴有颗粒向上变粗的陆源沉积物，引起陆源的粗粒沉积物溢入盆内，属于细粒洪泛平原的顶部或者湖相沉积。一旦河流沉积越过盆地，剖面的其他位置就都是向上变细的，向边缘方向层序底向上变粗的部分厚度大，它的相与其他层序的接触关系是穿时的；（2）这取决于开始时河流可容空间的陆地地貌，受到河流可容空间的前期阶段河流下切作用的影响，河流沉积的进积作用以及充填不成熟的地貌形成不连续和不规则的几何特征；（3）取决于产生可容空间的机理，如海平面上升或差异沉降；（4）仅仅对显生宙层序有效，植被发育有利于界定河流体系，无植被发育的前寒武纪河流体系无法界定辫状和片流冲刷相，易于代替显生宙河流植被丰富的越岸沉积；（5）取决于建造河流可容空间的速率以及体系域的相对稳定性；（6）通常是复合型煤；（7）比较简单（较少的缺失），数量更多，厚度更大；（8）多而复杂；（9）较薄，分布广泛，有机质丰富

积的厚度比晴天浪基面要大，与高位沉积相似，这是因为它们在基准面上升期间发生加积作用（图 5-65、图 5-66）。

深水环境下的海退体系域记录了重力流随时间的变化特征，从泥流（强制海退早期）到高密度浊流（强制海退晚期）和最终的低密度浊流（低位正常海退）。在滨线海退期间，重力流沉积的产物逐渐向盆地进积，覆盖在高位深海沉积物之上（图 5-7、图 5-26、图 5-27、图 5-44）。海退体系域深水部分的垂直剖面包括下部颗粒向上变粗的地层，由深海相向上过渡为泥流沉积和高密度流沉积，在基准面持续上升期间，上部积累了低密度浊流构成的向上变细的沉积序列（图 5-5、图 5-63）。最大洪泛面（海退体系域的底）在海侵晚期泥流沉积的顶部相对容易识别，但是最大海退面（海退体系域的顶部）在低密度浊流沉积形成的整合地层中很难识别出来（图 5-63），这就限制了深水环境下海退体系域的应用。有趣的是，深海沉积的层序地层分析相对于浅水沉积的分析方法具有完全不同的挑战。浅水地层中整合面是非常难以识别的，比如强制海退底面（Posamentier 和 Allen，1999，相

对应整合面），深水地层中最大海退面具有更好的物理表现形式（图 5-63）。这与浅海环境相比刚好相反，最大海退面比含义模糊的相对应整合面有更多的岩性标志。

二、经济潜力

海退体系域综合了高位体系域、下降期体系域、低位体系域所有的勘探机会（图 5-14）。因此读者可以参考这一章的前述内容了解与特殊滨线转化类型有关的各个体系域。

第七节　低和高可容空间体系域

一、定义和叠置样式

定义所有的海退体系域（高位、下降期和低位）和海侵体系域与其直接有关因素，是重建同沉积时的滨线变化过程（如高位正常海退、强制海退以及低位正常海退或海侵）。因此，应用“传统”体系域的观点需要很好的控制盆地内海相和非海相沉积。而且，最重要的是，保存下来的古滨线和近滨沉积能够揭示沉积作用时期滨线变化的类型。进积或者退积相的样式以及海相盆地沉积物进入点可以作为识别以上任何体系域的代表。可是有以下几种情况：那里是以非海相作用面为主的沉积盆地（图 2-64），或那里仅保存非海相沉积物可供分析。这种情况下参考同沉积滨线变化就变为多余，而且使用传统体系域的命名术语缺失海侵或海退滨线的沉积证据，解决问题的办法是引进高可容空间体系域和低可容空间体系域，特别是描述不受海相（湖相）影响的河流相沉积，或者因数据来源或保存有关的无法建立的同时代滨线的情况（Dahle 等，1997）。这些体系域主要根据河流建造单元来定义，包括相关的河道充填和越岸沉积对河流岩石记录的相对贡献量，并且允许参考沉积作用时河流可容空间的大小（低对高）。低可容空间体系域和高可容空间体系域可以参考低和高可容空间“序列”（如 Olsen 等，1995；Arnott 等，2002）。

河流沉积中应用层序地层的研究开始于 20 世纪 90 年代早期，Shanley 等（1992）、Wright 和 Marriott（1993）都做过研究，Shanley 和 McCabe（1993，1994，1998）后来对这些模型进行了修改。总的来说，河流层序地层的模型与同时代海相沉积有联系，描述了河流相的变化和海洋基准面变换并使用传统低位—海侵—高位体系域术语。在这种背景上，河流体系域（低和高可容空间）意味着定义的突破（Dahle 等，1997），他们定义了非海相层序地层单元不与海洋基准面变化和滨线变化有关。低和高可容空间体系域的差异可以通过观察岩石记录中河流建造单元的分布，并且用河流可容空间情况在层序地层中随着时间变化进行解释。高和低可容空间体系域替代三分层序地层模型即低位、海侵和高位体系域，尽管对于这些概念的对比有可能建立在一般的地层叠置模式（如 Boyd 等，1999；Ramaekers 和 Catuneanu，2004；Eriksson 和 Catuneanu，2004a）。

谈到非海相层序地层模型，重要的一点是区分出低、高可容空间体系域和高、低可容空间环境。尽管这些概念用的是相似的术语（低可容空间、高可容空间），但其主要不同在于，不整合为界的河流沉积层序可以进一步划分为体系域，高和低可容空间体系域是河流沉积层序的建造块（block），他们独立于相应的海相沉积。形成于不同的正可容空间速率阶段时，他们在垂向层序中彼此相邻。这就意味着，当处于负河流可容空间下，层序边界形成。而当可容空间再次出现，沉积作用变得可能，沉积速率由低到高。相反，低和高可

容空间环境指的是沉积盆地中特定的区域，该区域具有一定大小的可容空间。如前陆体系中近源和远端，分别具有高或低的可容空间。定义低和高可容空间建立在构造环境中的沉降模式上，并且受有无海洋作用对河流沉积作用的影响。因此，图3-3中2和3区中有可能在低或者高可容空间环境中发育。如低和高可容空间环境有可能具有河流沉积层序，与标准层序地层模型一致，构成传统低位—海侵—高位体系域的全部层序（Leckie 和 Boyd, 2003），或者他们具有全部的河流沉积，它们与海洋基准面变化无关（Boyd 等，2000；Zaitlin 等，2000，2002；Arnoot 等，2002；Wadsworth 等，2002，2003；Leckie 等，2004；第六章有论述，下面将对低和高可容空间体系域进行讨论）。

1. 低可容空间体系域

在河流地层中，低可容空间条件产生下切谷充填类型的层序格架，主要具有多期河流充填并且缺少洪泛平面沉积，沉积方式是进积，伴随低速率的加积作用，常常受到下伏下切谷地形的影响，与低位体系域相似（Boyd 等，1999；图5-67）。低可容空间体系域一般包括河流沉积地层的最粗粒沉积组分，部分有可能与回春的（rejuvenated）沉积物源有关，也有可能与河流体系域中的高能量有关，构成了部分低位层序。低可容空间体系域与低位体系域等同，反映了早期和基准面上升的缓慢（或者河流可容空间产生速率低，缺少海洋的影响），造成洪泛平原沉积可容空间受到限制。低可容空间体系域的主要沉积特征见图5-68。

低可容空间体系域一般在陆上不整合面之上形成，反映了早期阶段非海相沉积区沉积物重新沉积，然而河流可容空间可获数量仍然受到限制（低）。依靠盆地的位置、沉积物源的相对距离，低可容空间体系域的底有可能具有向上变粗的轮廓，参考以上“进积”型沉积趋势（图5-67）。这种进积趋势已经在各种沉积盆地中识别出来，时代从显生宙（Heller，1988；Sweet 等，2003，2005；Catuneanu 和 Sweet，2005）到前寒武纪（如 Ramaekers 和 Catuneanu，2004）都有分布，同时反映了陆源粗粒沉积物由物源区逐渐溢到正在发展的盆地，顶部是细粒的洪泛平原或者湖相沉积。当粗粒沉积物花费时间到达盆地边缘时，低可容空间体系域的底进积（向上变粗）将会变成楔状，向末梢方向逐渐变厚。因此，河流地层中最接近的部分可能不包括底向上变粗的剖面。因为在沉积物开始和临近物源区最粗粒的沉积物之间的滞留期并不重要，而且这种轮廓可以更好的向盆地边缘方向发展，厚度几米不等（Sweet 等，2003，2005；Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。图5-69提供了河流层序底部部分相转变的一个例子，说明了砾石底河流体系的进积作用顶部的细粒沉积属于正可容空间的同一沉积旋回。底河流充填物没有经过冲蚀，相转变有可能是整合的，形成于持续加积阶段。实际的层序边界（低可容空间体系域的底部）位于层序的底部位置，在下伏的细粒沉积相中出现（Sweet 等，2003，2005；Catuneanu 和 Sweet，2005）。这种层序边界以及最早细粒相沉积和上覆低可容空间体系域的粗粒沉积体系的整合相接触在图5-70中表现出来。在这一例子中，Battle 组相对较厚的湖相沉积对应于粗粒陆源碎屑沉积物到达前渊沉积区的远端所需的滞留时间。图5-68指示了 Frenchman 组合并河流的河道充填内部详细建造，进积在最早湖相沉积层序的顶部，是低可容空间体系域的沉积特征。额外的低可容空间沉积相的钻孔照片沉积在陆上不整合面之上，而且以整个非海相沉积层序下部为典型特征，如图5-71。这些实例研究，对大家接受的陆上不整合面总是

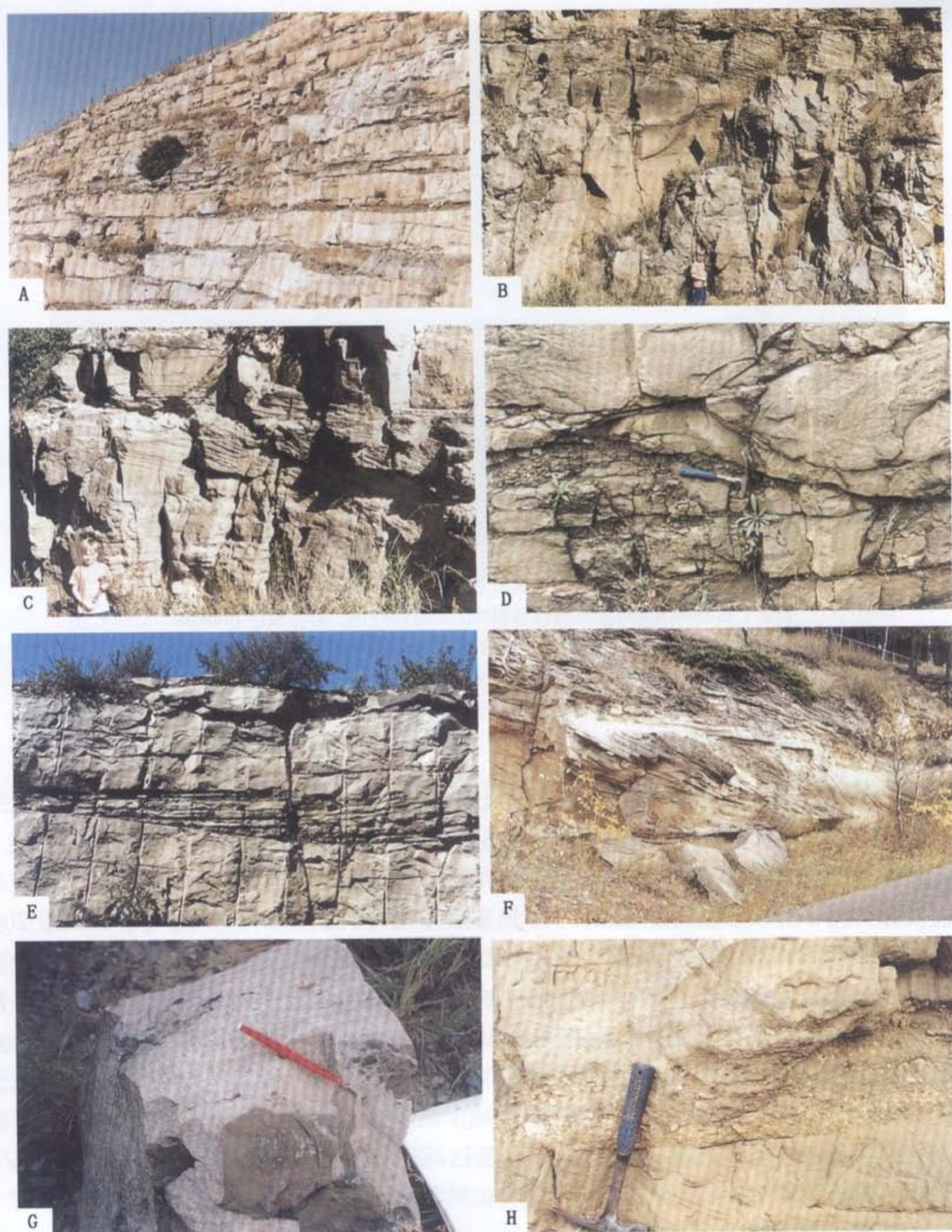


图 5-68　低可容空间体系域——河流相露头实例，属于河流沉积层序的底

A—并列辫状河道充填物（Katberg 组，下三叠统，Karoo 盆地）；B 和 C—块状砂体河道充填，下游形成的巨厚层，是辫状河高能量的产物（Balfour 组，上二叠统—下三叠统，Karoo 盆地）；D—并列辫状河充填，注意河流的底对下部河道充填物的顶部进行了冲蚀作用，仅有少量的洪泛平原沉积物在层序中可以保存下来（地质锤的左侧）（Molteno 组，上三叠统，Karoo 盆地）；E、F—并列辫状河道沉积，下游具有巨厚层（E—Molteno 组，上三叠统，Karoo 盆地；F—Frechman 组，密西西比系，西加拿大沉积盆地）；G 和 H—并列辫状河基底存在撕裂上卷的泥质碎片，是由于不能辨认的辫状河道的侧向移动时从洪泛平原上侵蚀下来的。伴有河道侵蚀的低可容空间可以解释为低可容空间体系域内缺少洪泛平原相的原因（G—Katberg 组，上三叠统，Karoo 盆地；H—Frechman 组，密西西比系，西加拿大沉积盆地）



图 5-69 低可容空间体系域相

显示了砾石质河流体系在细粒沉积物上的进积作用，岩石相在 Brazeau 组和上覆的 Coalspur 组（密西西比系，Alberta 盆地）的接触是穿时的，向盆地方向比较年轻（如进积 / 粗粒沉积物的散布方向）。其实，真实的陆上不整合面（层序边界）是在地层的下部位置，Brazeau 组粉砂质碎屑岩中的孢粉分析可以证明这一点（Sweet 等，2005）

出现在区域性展布的粗粒沉积单元的底部提出质疑，表明了地层缺失中生物地层记录的重要性（Sweet 等，2003，2005；Catuneanu 和 Sweet，2005）。

低可容空间体系域的底进积部分表明了沉积能量逐渐增加，从开始的低能量的洪泛平原或湖相沉积环境至较高能量的河床负载为主的河流体系（Sweet 等，2003；2005；Catuneanu 和 Sweet，2005，图 5-69、图 5-70）。这些河床负载的河流一般代表了整个沉积序列中最高能量的河流体系；一旦它们越过被过量充填的盆地，随着时间变化沉积能量趋于逐渐下降，一直到正可容空间旋回结束，反映了侵蚀区的侵蚀作用和河流剖面逐渐变浅的作用。低可容空间的较粗沉积常常为负可容空间的前期充填被侵蚀物质（如构造隆升或者气候导致河流卸载增加）。因此，这种体系域常常不连续，具有不规则的地形。低可容空间同样控制了这种体系域的其他沉积特征，包括河道充填与越岸沉积的高沉积比，缺少煤层或煤层不发育，发育古土壤（图 5-67）。

2. 高可容空间体系域

高可容空间环境（造成河流可容空间的高速率）造成相对较为简单的河流地层格架，包括较高比例的细粒越岸沉积，与海侵和高位体系域的模式相似，这种沉积模式是加积的，受下伏地形地貌或构造的影响较小（Boyd 等，1999）。高可容空间体系域具有与地形轮廓相关的高水位特征、低能量体系和细粒沉积物的沉积特征。河道充填物在层序中依稀可见，但是在洪泛平原相中被孤立起来（图 5-67）。高可容空间体系域主要的沉积特征详见图 5-72。

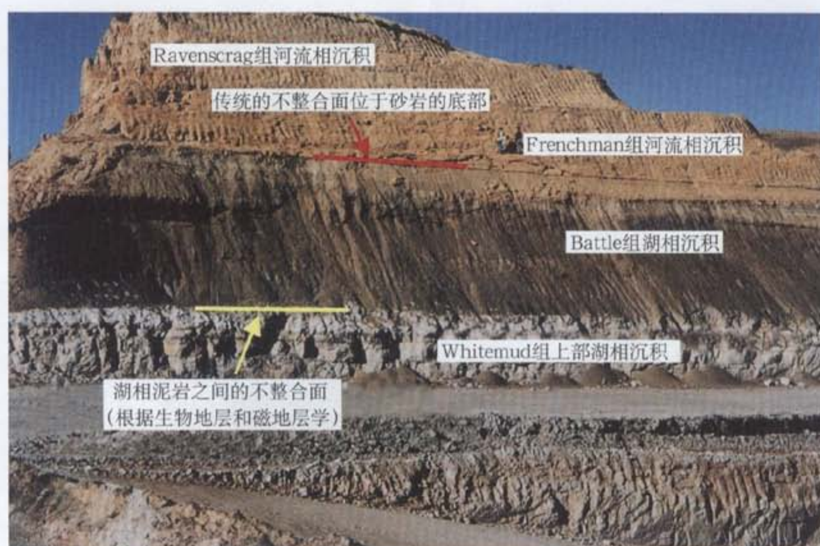


图 5-70 高可容空间体系域（Whitemud 组上部的湖相沉积）和其上的低可容空间体系域之间的不整合接触（黄线）（A.R.Sweet 提供）

低可容空间体系域由粉砂质沉积物（Battle 组的湖相沉积）和其上的 Frenchman 组的进积型粗粒砂相沉积（并列河道充填）。相对较薄的低可容空间体系域的底部是典型的沉积盆地边缘环境。低可容空间体系域（红线）在河流相和湖泊相之间是整合接触，但时间穿时（平行不整合），向盆地方向变年轻。图中的相接触是物理连续的，但比图 5-69 中接触的相要年轻

高可容空间体系域的沉积一般紧跟层序边界侵蚀地貌，导致河流沉积物慢速进积式充填到正在发育的盆地中。同时，相对于下伏低可容空间体系域，高可容空间体系域具有更为一致的外形，随着时间变化沉积能量逐渐减弱，在高可容空间环境下河流相继续发育导致向上变细的轮廓。这些向上颗粒变细的层序形成河流沉积层序。有关不同沉积盆地的大量研究资料都有记录（Catuneanu 和 Sweet，1999，2005；Catuneanu 和 Elango，2001；Sweet 等，2003，2005；Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。其他定义高可容空间的标志包括潜在发育的煤层（如活动型沉降盆地内的高水位和逐渐降低的沉积物供应量，图 5-73）和不发育的古土壤（图 5-67）。

3. 讨论

使用高和低可容空间体系域最合适的地方是被过于充填的盆地，或者海洋基准面变化影响以外的沉积盆地部分（如图 3-3 中的 3 区）。在这些沉积区，沉积作用主要受控于沉积物源区和盆地本身的构造作用，同时也受气候改变引起的风化侵蚀以及沉积物搬运作用的控制。

低和高可容空间体系域概念的潜在假设是在接下来的负可容空间阶段形成的层序边界（陆上不整合），产生河流可容空间在每个沉积旋回中由低到高逐渐增大，这就允许越来越厚的洪泛平原和相关的低能量沉积相沉积，除了可容空间，随时间沉积物供给变化导致了细粒沉积物组分向上的丰度增大。随时间变化在每个沉积旋回中，物源区逐渐剥蚀，河流

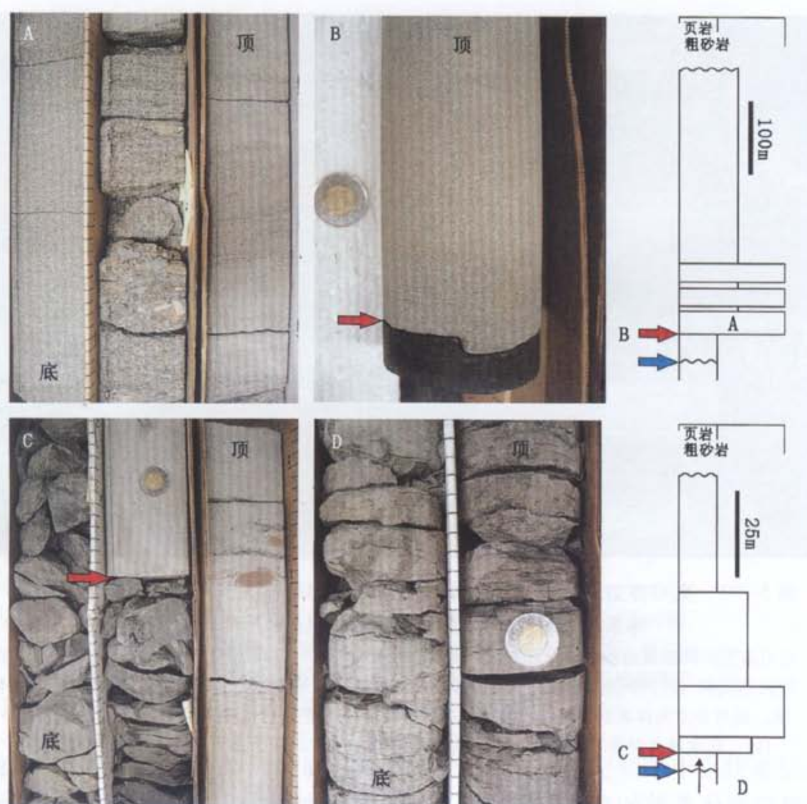


图 5-71 低可容空间体系域具有的岩心相组合分析实测（Maastrichtian—古近纪 Alberta 中部）
陆上不整合面（层序边界，图片中没有表现，在纵向剖面中以绿色箭头表示）从岩性上看是不明显的，存在于粉砂质（低沉积能量）层序和下伏的较粗粒地层中。图片 A、B 说明了位于古近系层序边界之上的岩相。每一种相组合都是以粉砂质沉积物开始，向上渐渐变为粗粒沉积相（沉积能量随时间增加）。低可容空间体系域的这两个主要因素被整合相沉积分割（红色箭头）。古近纪低可容空间体系域：A—并列河道充填（Paskapoo 组下部）；B—越岸泥岩（Scollard 组上部）和上覆的河道砂体（Paskapoo 组下部）之间的岩相整合接触。Maastrichtian 低可容空间体系域：C—湖相泥岩（Battle 组）和下伏河道砂（Scollard 组下部，年代与图 5-68 和图 5-70 中的 Frenchman 组一致）的岩相整合接触；D—湖相沉积直接覆盖在陆上不整合面之上（Battle 组，见图 5-70）

地貌的斜坡梯度降低，使得运移到盆地的粗碎屑沉积物减少，意味着我们经常可以观察到颗粒向上变细的趋势（Catuneanu 和 Elango，2001；Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。每一个这样的沉积旋回被物源区的变化事件所终结，通常是构造作用，此时伴随着陡峭的河流地貌的形成，陆上不整合形成了（图 2-64 溢出相，见 Catuneanu 和 Elango，2001 的讨论）。

低可容空间和低位体系域间的联系以及高可容空间和海侵到高位体系域的关系一样，仅仅是假设，建立在河流建造的相似性上。但这两个词汇不能交换，除非能很好的控制同时代演线的变化模式。如果缺少这样的控制，最大海退面就不应作为低和高可容空间体系域的边界。因为没有证据表明该接触面是海退和海侵环境的转折点。实际上，从低可容空

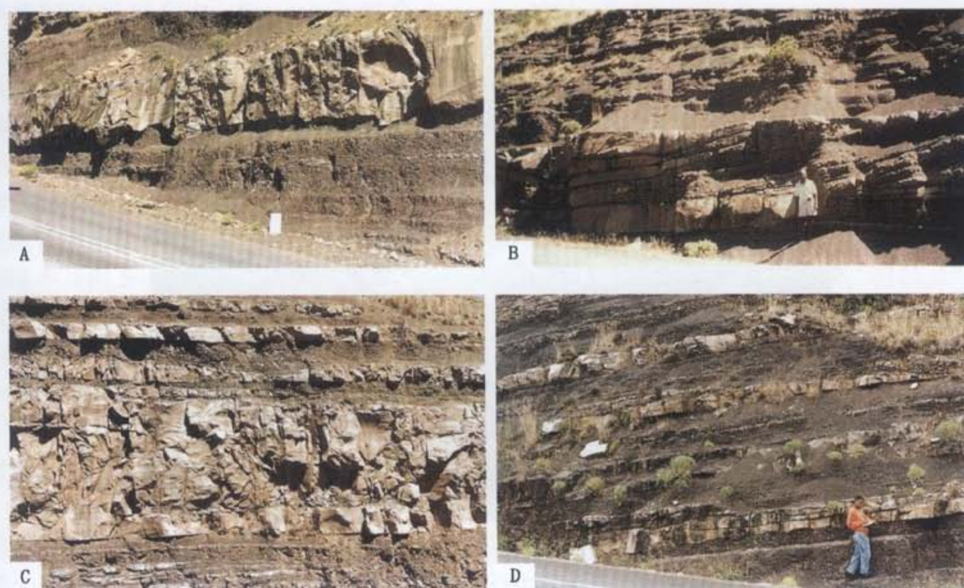


图 5-72 高可容空间体系域——在野外河流沉积层序顶部非常普遍（Burgersdorp 组，中—下三叠统，Karoo 盆地）

A—在越岸沉积相中向上变细的孤立型河流充填物，注意河道底部的侵蚀地貌；B—侧向沉积的巨厚层（点沙坝），在曲流河中沉积下来；C—越岸沉积相中近源决口扇（厚约 4m，颗粒向上变粗），注意在决口扇底部虽然有突变，但是与下部是整合接触（没有侵蚀作用）；D—洪泛平原为主的曲河流沉积，具有孤立的河道充填物和远端决口扇。高可容空间体系域的砂体可能成为细砂洪泛平原相包围的石油储层。这些潜在的储层缺少连通性，是低可容空间体系域储层的典型模型（图 5-68）

间体系域到上覆的高可容空间体系域的变化通常是逐渐变化的，并不是突变的。这一研究在过于充填的前渊研究中有很多例子（图 5-74）。

世界许多盆地中都发现随着时间变化河流沉积体系由低可容空间环境到高可容空间环境的变化，包括了西班牙的 Ainsa 盆地（Dahle 等，1997）、南非的 Karoo 盆地（Catuneanu 和 Bowker，2001；Catuneanu 和 Elango，2001）、加拿大西部沉积盆地（Catuneanu 和 Sweet，1999；Arnott 等，2002；Zaitlin 等；2002；Wadsworth 等，2002，2003；Leckie 等，2004）、加拿大 Athabasca 盆地（Ramaekers 和 Catuneanu，2004）、南非 Transvaal 盆地（Eriksson 和 Catuneanu，2004a）。Karoo 盆地二叠纪末期至中三叠世的 Beaufort 群是典型的河流沉积序列，展示了河流沉积随时间变化颗粒向上变细的趋势，从高能到低能量体系。每个层序的高能量体系早期都充填了混合型河道沉积，它被看作是低可容空间环境下沉积的结果（如低可容空间体系域）。每个河流层序的能量体系的上部保存了穿插在漫溢细粒沉积物中条带状河道充填砂，反映了高可容空间环境下的沉积作用（如高可容空间体系域），每个层序内从低到高可容空间体系域的转变是渐变的，任何试图在这之间确立层序边界都是试验性的（图 5-74 中没有这种划分）。在这种研究下，每个层序旋回中的低到高可容空间环境变化与造山带负载和差异沉降阶段地形梯度的逐渐变低有关（Catuneanu 和 Elango，2001）。层序边界对应于差异均衡反弹的时间（图 2-64），同时也与地层缺失有关，地层缺



图 5-73 高可容空间体系域内发育良好的煤层（古近系，Coalspur 组，西加拿大沉积盆地）
相比低可容空间体系域，高可容空间体系域最有可能具有经济煤层的潜力。由于环境因素（高位、缺少沉积物注入），造成高可容空间环境下泥炭的堆积

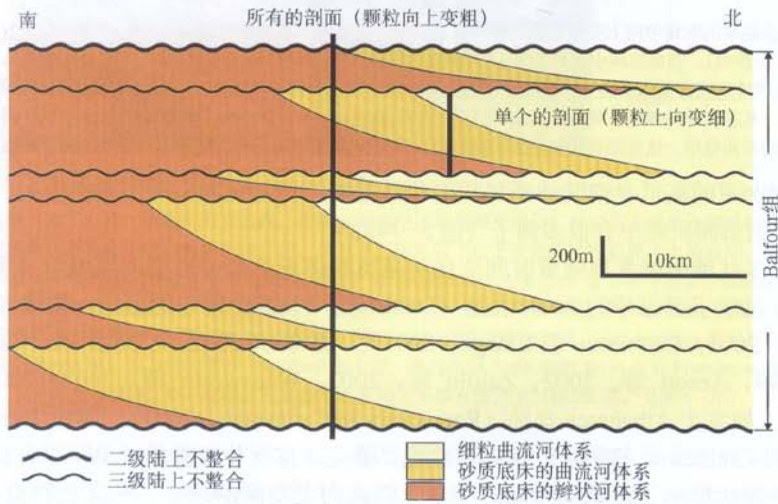


图 5-74 Karoo 盆地 Balfour 组河流沉积层序（据 Catuneanu 和 Elango，2001 修改）
注意每一个层序都具有向上变细的规律，因为河流形态从高到低的能量体系随着时间变化。与此同时，整个地层垂直剖面向上变粗，对应于造山带前缘的进积作用。在每个层序沉积过程中从低到高可容空间的变化是渐变的

失标志着盆地重建阶段，穿过不整合面的古水流方向变化也表明了这一点（图 2-11）。

低和高可容空间体系域的定义最先起源于显生宙层序中，这是大量的植被有利于高可容空间环境下越岸细粒沉积物和孤立河道充填物的保留。近来，这些概念也已被应用在前

寒武纪地层岩石中（Ramaekers 和 Catuneanu，2004；Eriksson 和 Catuneanu，2004a）。正如研究里所说的一样，缺少植被的前寒武纪界定河流体系需要一个新的标准才能更符合实际情况。前寒武纪河流层序中一般缺少溢岸细粒沉积物，有可能形成无明确界限的河流体系。这里的席状相往往被显生宙曲流河体系所代替。无植被的富砂环境中缺少细粒沉积物有可能更多的受到风力的影响。因此，沙尘暴有可能从裸露的地面更有效的带走泥沙（Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。砂泥比率与河流格架元素有关，因此，当在前寒武纪沉积中辨认低和高可容空间体系就显得不那么重要了。在已有的辨别显生宙河流层序的标准中（图 5–67），所有等级变化的河流沉积的特征不规则不成熟也不连续，但仍然可以应用到前寒武纪沉积研究。从盆地外部粗粒沉积相不断进积和局部被侵蚀的泥岩、砂岩、河堤角砾，有可能造成前寒武纪低可容空间体系域底部颗粒向上变粗的趋势。古元古代 Athabasca 盆地就有此记录（Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。

在岩心中理解这些沉积构造是困难的，但是如果露头出露的话相对较为容易。相反，可识别的复合层序高角度槽状层理有可能在高可容空间环境中形成。

在每一个沉积旋回中，随海侵进积作用的粗粒沉积物搬运到盆地内，在前寒武纪和显生宙环境下，细粒沉积物中也有可能发育层序边界。它在前一个层序海水下降阶段的沉积物从下一个正可容空间旋回沉积的相似岩石中分割出来，但是位于粗粒沉积物溢出盆地之前（Sweet 等，2003，2005；Catuneanu 和 Sweet，2005）。这挑战了层序边界应该出现在粗粒碎屑岩中的传统思想，为了确定地层序列中主要缺失的位置应该运用其他方法或者标准确定层序边界。考虑到前寒武纪沉积很难达到高分辨率的控制，主要的沉积间断对应于盆地再造的各个阶段，跨过层序不整合面上古水流方向上的突变是良好的证据（Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。这一方法对显生宙层序同样实用，但是需要更多的生物地层、磁学地层和高分辨率放射学等其他的限制。Scollard 和 Coalspur 组的对比是一个不整合界定的河流沉积层序的良好实例（晚 Maastrichtian—早古近纪，Alberta 前渊）。传统的界定较低层序边界在 Coalspur 出现砾岩（图 5–69），建立在岩石标准之上。然而根据胞粉学记录，沉积间断发生在下伏 Battle 组下部的湖相泥岩中，发生在较粗粒沉积物溢出盆地之前（Catuneanu 和 Sweet，1999，2005；Sweet 等，2005）。相似的沉积在 Yukon 地台中部 Santonian 到 Campanian Bonnt Plume 组中都有记录（Sweet 等，2003），厚约 300m 的煤地层构成 8 个沉积层序，每个层序都包括底部颗粒向上变粗（含煤泥岩到砾岩）和上覆的向上变细的沉积（砾岩到泥岩）。少数例外，胞粉区在煤层或者底部出现，在位于较粗粒碎屑岩之上的岩石中出现。每个旋回中的细粒沉积物中沉积缺失的尺度在所有的统一体变化中可以识别出详细的区域（Sweet 等，2003）。这些研究实例提供了新的曙光，体现了层序分析中时间控制的价值，更有利于我们更好的理解在高可容空间体系域和低可容空间体系域中的沉积作用。

二、经济潜力

高和低可容空间体系域包括所有的自然资源，一般存在于低位、海侵体系域、高位体系域的非海相部分，这一章的前些章节已经详细讨论过。这一论断并不意味着河流体系域（高和低可容空间）与传统的低位—海侵—高位体系域之间具有直接的联系，仅仅表明在任何沉积序列中可容空间的变化都有一定的可预测性，因此沉积模式具有相似的趋势。

1．油气区带

图 5–68 和图 5–72 提供了低可容空间（合并河道充填）和高可容空间（洪泛平原为主的河流沉积）体系域，在每一个河流层序内，最好的石油储层与低可容空间体系域有关，这是合并河道充填沉积，因此在单个砂体之间的连通性较好（图 5–68）。高可容空间体系域中也发育储层，如孤立的点沙坝、河道充填或者平面上不同形状的裂隙，在细粒洪泛平原相中被包围。

2．煤炭资源

煤层容易在高可容空间体系域中（图 5–67、图 5–73），是综合因素诱发了成煤高峰期，包括河流较高的可容空间值，与地形有关的高位以及低沉积能量堆积的细粒沉积组分。假设气候条件适宜，植被在整个沉积旋回中丰富，正可容空间是最有利的高峰成煤期。高可容空间体系域最发育的煤层最有可能在河流可容空间值达到最大时形成，在沉积旋回的最后一个阶段，即可容空间值减小至零至负值之前。这些煤层相当于传统层序地层模型中（低位—海侵—高位）的非海相最大洪泛面，考虑到充满的盆地中最大洪泛面出现在河流可容空间速率最大的时刻（如最活跃沉降期的顶峰）。

低可容空间体系域不可能具有任何大规模的煤，因为缺少足够的可容空间。当他们形成煤时也是薄层紧密的煤层（复合煤）（Leckie 和 Boyd，2003；图 5–67）。值得注意的是内部连通好的石油储层（合并砂体）和重要的成煤层是不同的相，是因为二者所需要的成因环境不同。前者具有低可容空间体系域，受限制的可容空间有利于其形成；后者易于与高可容空间体系域有关，需要河流可容空间增长速率很高，从而形成与地形有关的高位体系域。

3．砂矿沉积

与河流沉积序列有关的最重要的砂矿的代表是滞留沉积，在陆上不整合面（层序边界）的顶部。砂矿的质量通常与厚度和结构成熟度成正比。在砂矿沉积区这些参数都可以改变，尤其是沿着倾向，在相关不整合形成期间随着侵蚀作用的强度而变化。因而改造的多少（控制着砂矿的结构成熟度）以及砂矿的厚度与陆上不整合形成期间负可容空间的大小成正比。例如，在过于充填的前渊，在造山带卸载（负可容空间）期间，均衡反弹是最高的，与造山带相连，向远端方向逐渐减弱（图 2–64）。这种环境下，最好的砂矿（最厚最成熟）发育在盆地边缘处，向盆地方向质量逐渐变差，这于期望值正好相反：认为与陆上不整合面相关的砂矿形成于海洋基准面下降阶段（图 3–3 的 2 区）。砂矿的质量向滨线方向增强，是因为朝此方向侵蚀和再改造作用增大的缘故（图 3–31 的例 A）。这种砂矿在滨线处楔型消失，如果仅仅沿着盆地边缘开采有可能错过砂矿。因此，仔细分析砂矿形成有关的不整合面的特征和成因是成功设计开采方案的关键。与陆上不整合面及其他不整合面类型有关的砂矿在南非 Witwatersrand 盆地中都有出现（Catuneanu 2001，Catuneanu 和 Biddulph，2001）。新太古代 Witwatersrand 盆地的上部被河流充填为主的前渊是最好的砂（礁），与不整合面有关的砂矿沿盆地边缘发育，位于低可容空间体系域的底部。

探讨砂矿质量与不同成因类型的整合面的关系，重点在于整个河流沉积序列（由低和高可容空间体系域构成）与河流的标准型沉积序列（由传统的低位—海侵－高位体系域）的差别，这已经远远超出了词义的不同。分割了低可容空间体系域和高可容空间体系域的

陆上不整合与地层缺失有关，沿盆地边缘增加，最主要与“上游”控制有关（如构造物源区或者气候）。相反，分割了高位和低位体系域的陆上不整合面沿着盆地方向大幅度增加，达到同时代滨线，主要与下游控制有关（如海洋基准面下降）。因此，体系域的术语具有重要的成因内涵。在每一个研究实例中，应考虑其背景慎重并正确使用。由于这些原因，河流体系域（低和高可容空间）和标准体系域（与滨线有关：低位、海侵、高位）不能互相交换使用，尽管二者根据河流建造单元的叠加方式具有广泛的相似性（如低可容空间体系域与低位体系域，高可容空间体系域与海侵—高位体系域之间）。

第六章 层序模式

第一节 引 言

层序是层序地层学的基本地层单元，它与整个基准面变化或海岸线移动旋回所形成的沉积产物是否一致取决于所应用的层序模式（图 4–6）。层序不涉及时空上的尺度含义，图 1–9 体现了它的基本定义。在地震地层学和层序地层学发展的早期，在 Sloss（1963）最初对“层序”定义的基础上，Mitchum（1977）提出把“整个盆地层序由不整合为边界的地层单元”扩展为由不整合面或与之对应的整合面为边界的地层单元。Sloss（1963）提出的“层序以不整合为边界”仍然是现代地层学的核心，因为在所有层序的最近和修改过的定义中都以不整合划分相对整一的、连续的、成因上有联系的地层边界。不整合也能解释岩石记录中相对应整合的位置，因此，不整合代表了层序定义的基本组成。尽管如此，相对应整合引入为层序定义的一部分可以看做是概念上的一次突破，因为相对应整合允许在一两个以向盆地方向不整合尖灭为边界的地区之外描述层序（图 1–5）。为了区分 Sloss（1963）不整合边界层序和 Mitchum（1977）以不整合或与之可对比的整合为边界的地层单元，后者被定义为沉积层序。

Mitchum（1977）提出“沉积层序”的概念之后，紧接着就有人提出对最初的定义进行精细修改。特别是 Posamentier 等（1988）详细阐述沉积层序是由一套连续沉积的体系域组成，它们沉积于两次海面开始下降期间，因此暗示层序的发育与海平面升降变化有着成因上的联系。基于对地层叠置样式不是与海平面升降响应，而是与相对海平面变化（在岩石记录中很难区分沉降和海平面变化）响应的认识（Posamentier 和 Allen，1999），这一推论被后来的出版物摒弃。通过消除对层序定义中相对应整合的直接参考，Posamentier 和 Allen（1999）进一步提出了一个更广泛的“层序”术语，而不是“沉积层序”。他们提出对相对应整合的参考作为定义的一项补充。就此而论，“层序”被定义为由一套相对整一的、连续的、成因上有联系的、顶底以不整合为界的地层单元组成。在有效的地质年代方法解释下，在不连续间断与狭窄的不整合边界相伴生地区，与滑塌不整合相关的时间面（即等时界面）构成层序边界，这些面构成了 Mitchum（1977）定义的相对应整合。相对应整合是否包含在“层序”的主要定义中，或只作为定义的补充，变得有些不相关了，因为层序边界不整合、整合的识别在层序地层分析中是同等重要的。

因此，相对应整合是现代地层学整体的一部分，它们记录在与 20 世纪 70 年代诞生的地震地层学和层序地层学相应的地层学文献里。相对应整合标志着地层对比方法发展的一个重要进步，同时它们也是岩石记录中关于它们的时间和物理属性的争论和混乱的源头。对与基准面旋回主要事件（即基准面降落开始，基准面降落终止，海退和海侵终止，图 1–7）相关的、相对应整合的形成时间的不同观点，导致了几种层序地层模式的发表。这些

模式主要是层序边界的位置特别是相对应整合的位置不同。图6-1举例说明了相对应整合在六种不同层序地层模式的位置（形成时间）。有趣地注意到一个事实，除Gallway（1989）之外，这六个模式中有五个用陆上不整合作为层序边界的不整合部分。因此，这些模式的差异在沉积盆地的海相部分更趋于明显，这些发生在整合的一套地质层中层序边界的识别过程中。其他层序边界状况在图6-2也有说明。

在图6-1中，"F"模式（Posamentier和Allen，1999）为"A"模式（Posamentier等，1988）的一个进化模式。目前，有五个层序地层模式在用（图6-1中的模式B—F），它们都起源于最初地震地层学的沉积层序（图1-6）。这些模式可以归为两个主要类型：一组定义了与基准面曲线相关的相对应整合（与沉积速率无关的层序边界年代：图1-6的Ⅱ、Ⅲ和Ⅳ沉积层序），而另一组定义了与海侵—海退相关的相对应整合（受沉积速率控制的层序边界年代：图1-6成因海侵—海退层序）。图1-7和图6-1中指示了每一个模式层序边界整合部分的形成时间。这些相对应整合相当于第四章中提到的不同类型的地层界面，包括据Hunt和Tucker（1992）"相对应整合"（与向盆地方向终止的陆上不整合同期）、强制海退底面（等于"相对应整合"，据Posamentier和Allen，1999；老于向盆地方向终止的陆上

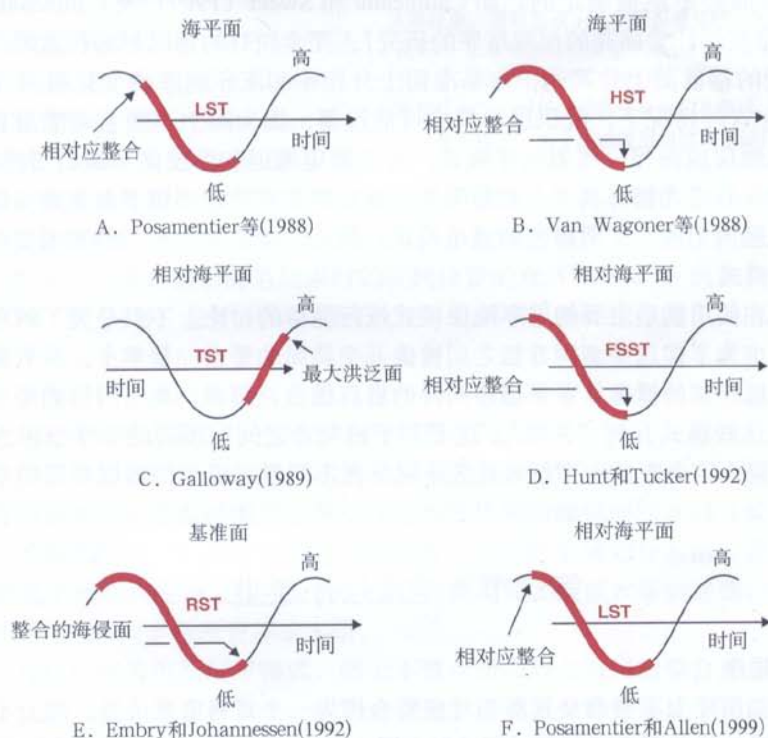


图6-1 不同层序地层模式中的相对应整合

相对应整合的形成时间可能与沉积速率无关（模式A、B、D、F），或与沉积速率有关（模式C、E）。除了模式C之外（Galloway，1989），其他的模式都以陆上不整合作为层序边界的不整合部分。上图的每一个相对应整合都符合第四章提到的地层界面的特定类型："强制海退底面"（模式A、F）、相对应整合面（模式B、D）、"最大洪泛面"（模式C）及"最大海退面"（模式E）

不整合面）、最大海退面（等于“海侵整合面”，Embry 和 Johannessen，1992；新于向盆地方向终止的陆上不整合面）和“最大洪泛面”（以陆上不整合为界的成因上有联系的整套地层内）。

“层序”的概念可以应用于沉积盆地的任何部分，包括从欠补偿、补偿到超补偿的部分（图 2–64）。在层序地层学的早期，层序一直被描述为包括从河流到深海的整个沉积体系（Posamentier 等，1988；Van Wagoner 等，1990；Vail 等，1991）。同时，基本的假设是导致层序形成的沉积过程主要受控于海平面变化，或同时受海平面变化和构造作用的控制。因而推论，作为以不整合为边界的层序的一部分，河流沉积是在海洋基准面变化影响下堆积的，因此，与滨线迁移的特殊时期有直接关系。

现在知道，以不整合为边界的层序也许能在完全非海相的环境中找到，其形成与海洋基准面变化和滨线迁移无关，成因上完全受构造和（或）气候条件控制（Mutti 等，1988；Blum，1990，1994；Legaretta 等，1993；Dam 和 Surlyk，1993；Allen 等 1996；Catuneanu 和 Elango，2001；Gibling 等，2005）。在这种环境下，只有沉积层序可以用于层序地层分析，因为陆上不整合是唯一可用的层序边界标志［在缺失同时代滨线的情况下，最大洪泛面或最大海退面是不能被确定的，如 Catuneanu 和 Sweet（1999）及 Catuneanu 和 Elango（2001）对发育在超补偿前渊的河流层序的研究］。完全相对的情况是海相盆地，其地层周期形成于连续的基准面上升期间，与基准面上升速率和沉积速率的变化有关（Catuneanu 等，1999）。在这种情况下，沉积层序模式可能没用，因为陆上不整合可能没有形成，但是，通过成因地层或海侵—海退层序模式，可以确定海退和海侵体系域的层序地层格架。显而易见，所有的模式都有其优点和局限性，每种模式在特定环境下会非常实用，并且还没有一个可以应用于任何实例研究的通用模式。因此，建议对于不同的实例要灵活地选择最适合的层序模式。

下面对现在使用的最主要的层序地层模式进行简单的讨论。不仅是为了解释每个模式的基本原理，也为了在这些不同方法之间提供一个共同的平台。基本上，所有模式使用不同的术语和不同样式的概念体系来描述同样的岩石组合，所以，本书的目的是“翻译”这些术语并展示这些模式有何“关联”。这有利于研究者之间对不同地层学分析方法进行交流。更重要的是，这会有助于理解对代表不同学派不同学术思想的地层信息的争议的意义所在。

第二节　地层层序类型

一、沉积层序

沉积层序使用陆上不整合及其海相对应整合作为一个复合层序边界。陆上不整合形成时间等同于滨线处基准面下降时期（图 4–6、图 4–7）。相对应整合面或作为强制海退开始时的海底（图 1–6 和图 1–7 中的沉积层序Ⅱ；图 6–1 中的‘F’模式；图 6–2），或作为强制海退结束后的海底（图 1–6 和图 1–7 中的沉积层序Ⅲ、Ⅳ；图 6–1 中的‘B’、‘D’模式；图 6–2）。除了第四个阶段，即下降期体系域可以在沉积层序Ⅳ识别之外，沉积层序Ⅲ和Ⅳ具有相似性。图 4–6 中说明的是沉积层序Ⅳ。在超补偿盆地或大陆边缘盆地，河流作

用与海洋基准面变化无关（即图3-3中的地带3），层序以不整合为边界，因此等同于Sloss（1963）“层序”。这种情况下，层序不整合形成时间与基准面变化曲线无关，但却受控于构造作用和（或）气候变化。

“沉积层序”学派内主要的争论领域在于与浅海强制海退沉积相关的层序边界位置的确定（图1-7、图6-1、图6-2）。图6-3说明了‘低位’河流到滨面地层的结构，因为低位体系域被Posamentier等（1988）和Posamentier及Allen（1999）概念化定义。这一序列包括强制海退（“早期低位”）和正常海退（“后期低位”）沉积（图1-7、图6-3）。

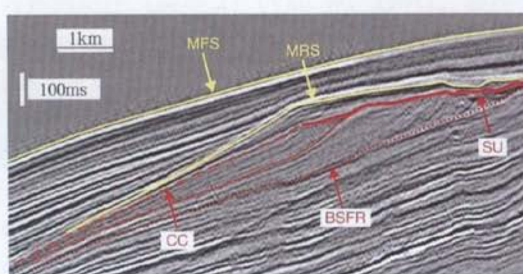


图6-2　根据不同的层序地层模式适合作为层序边界的地层界面（据H.W.Posamentier允许的图像）

此地震测线显示墨西哥海湾更新世到全新世的地层序列。SU—陆上不整合（它削截了退覆舌形）；CC—相对应整合，据Posamentier和Tucker，1992（与退覆伴生的最年轻的斜坡，在强制海退的顶部）；BSFR—强制海退底面（相对应整合面，据Posamentier和Allen，1999；与退覆伴生的最老的斜坡，在强制海退的底部）；MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面。用红色表示与基准面曲线相关的面（与沉积速率无关）。用黄色表示与海侵—海退曲线相关的面（与沉积速率有关，因此沿走向潜在穿时）。注意：MFS在该图像中接近现代海底，但是由于海侵至今仍在继续，现在的MFS仍在形成中。关于此地震测线的其他解释见图3-22

根据沉积层序模式Ⅱ，层序边界是强制海退沉积的底，并包括一部分陆上不整合、相对应整合（据Posamentier等，1988；Hunt和Tucker强制海退的基岩顶面，1992）和发生海相侵蚀（可以重作为相对应整合）的海退面的相近（较老的）位置（图6-3）。对这种模式的批评是陆上不整合为一个连续的物理面，地层间断逐渐减少，发育于向盆地方向直到确定强制海退结束时的滨线位置的点（图5-5），而且只有一部分用来作为层序边界（图6-3）。另外，与数据有效性、分辨率以及相保存有关的应用局限性会导致主观地选择陆上不整合的位置，从而使其失去层序边界的属性。如基准面下降期间发生的大陆侵蚀可能破坏了反映地层终止的退覆样式，可能导致无法识别对应最老退覆斜坡地形（即强制海退开始的古海底）的面（“相对应整合”）。

依照沉积层序模式Ⅲ、Ⅳ，层序边界是强制海退沉积的顶，并包括整个陆上不整合、相对应整合和被低位正常海退地层上覆的发生海蚀作用的海退面的远端（较年轻的）部分（图6-3）。沉积层序Ⅲ、Ⅳ具有相同的层序边界，但在体系域划分术语方面有所不同（图1-7）。虽然这个差别只是语义性质上的，但它可能对读者造成大量的迷惑，这些读者并不清楚地层学研究中不同学派所青睐的术语。

强调不管应用何种沉积层序模式，陆上不整合面和与之对应的整合面作为层序边界都是过于简单化的，这一点非常重要。实际上，很有可能至少部分形成于浅海环境的相对应整合被海退侵蚀面改造和置换（图4-23、图4-24、图6-3）。既然这样，海退侵蚀面就成了复合沉积层序边界的一部分，不论相对应整合是在强制海退沉积的底还是顶（图4-23、图4-24、图6-3）。

不考虑沉积层序模式的选择，有效解释的关键是正确识别相关系和同沉积的岸线迁移。此类分析允许识别用来建立层序地层格架的关键面，这反过来可以用于成因解释和勘探预

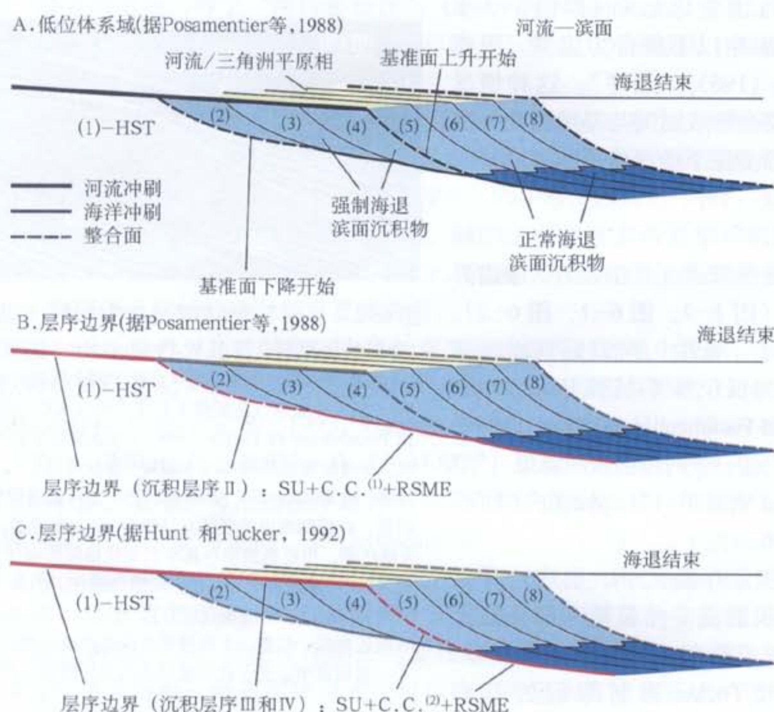


图 6–3　河流到滨面相变带内层序边界的描绘方法

A 显示强制和正常海退建造体系及相关边界面的性质。B 和 C 指出了不同观点沉积层序模式中层序边界的位置。注意，海退侵蚀面在这两种模式中可能是部分层序边界，它取代了相对应整合。HST—高位体系域；SU—陆上不整合；RSME—海退侵蚀面；CC（1）—相对应整合，据 Posamentier 等，(1988)；CC（2）—相对应整合，据 Hunt 和 Tucker（1992）

测。基于怎样的面能标志整个沉积趋势变化旋回的开始和结束，层序类型的选择变得比较次要。

沉积层序模式概念上的一个优点是层序边界的确定与基准面曲线有关（与海侵—海退曲线相反；图 4–6），因此与沉积速率无关。沉积速率沿走向变化可能导致高度穿时的最大洪泛面和最大海退面的形成，正如数字计算证明的那样（Martinsen 和 Helland–Hansen，1995；Catuneanu 等，1998b；详见第七章）。这一问题被沉积层序边界忽视，因为相对应整合（Posamentier 等，1988；Hunt Tucker，1992）更有可能与年代地层标志等同。同时，陆上不整合无可争辩地形成最重要的一种地层界面，伴生最大的间断，分开成因相关的地层组。这些模式在应用上的一个缺点是浅水部分的相对应整合在小到中等的露头、岩心或测井资料上一般是看不到的，尽管它的大体位置可以从大规模的露头和 1 ~ 10m 间断的地震资料中得知。然而，在深水环境里，与其他类型的地层界面有关的相对应整合可能更容易识别，它们取决于由标志滨线处基准面下降开始和结束事件而很可能触发的沉积因素方面的变化（图 5–63）。

在 Mitchum（1977）的沉积层序的初始定义之后不久，人们试图区分与区域侵蚀不整

合面为界的层序（类型 1）和以最小侵蚀面为界的层序（类型 2）（Vail 等，1984）。根据在大陆架边缘（Vail 等，1984）或在滨线处（Posamentier 和 Vail，1988）海平面下降和沉降的相对幅度，这种差异被概念化，前者主要形成 1 类层序边界，后者主要形成 2 类层序边界。然而，既然海平面变化和沉降是很难在岩石记录中进行区分，1 类、2 类两种沉积层序的提出所引起的混乱远大于益处。因此，Posamentier 和 Allen（1999）提倡不再叫 1、2 类型沉积层序而有利于层序类型的单一化。有关 1、2 类型层序和层序边界的定义在第五章有详述。

最后，基于海平面升降旋回的层序分级体系提出的时间涵义导致了沉积层序概念的混乱（Vail 等，1991）。尽管沉积层序的最初定义不蕴涵任何空间或时间的概念（Mitchum，1977；Posamentier 等，1988），Vail 等（1991）提出将沉积层序限定为由 0.3 ~ 0.5Ma 的所谓‘三级’海面升降旋回构成的韵律层（旋回层）。此方法提出了一个重要的实际问题，因为它缺乏控制任何特定层序形成所涉及的精确时间的测量标准不是例外。除此之外，沉积层序的形成可以反映不同的时空规模，不同规模的层序具有相似的特征，需做相似的分析来识别边界面和内在的体系域（Posamentier 等，1992a；Wood 等，1994；Catuneanu，2002）。因此，人们提议“沉积层序”一词不涉及其规模，关于其在绝对或相对意义上的规模使用一级、二级词等来修饰。

二、成因层序地层

成因层序地层（Galloway，1989；图 1–6）用最大洪泛面作为沉积盆地海相和大陆部分的层序边界（图 6–1、图 6–2）。分界面选择的最主要争论之一是：发生在最大滨线海侵时期的“沉积体系和沉积中心的古地理分布的主要变化”（Galloway，1989）。依次，沉积体系和沉积中心分布的这种变化标志了沉积分散样式中主要的迁移（Schlager，1991；Galloway，2004），所越过的最大洪泛面在几何学术语中通常被确定为一个“下超面”。

成因层序地层与沉积层序 II 应用相同的体系域名称，细分为高位（晚期上升）、低位（下降和早期上升）和海侵体系域（图 1–7）。这种模式克服了关于浅海序列沉积层序边界相对应整合（基准面下降开始和结束形成的面）的识别问题，并且有最大洪泛面越过盆地相对容易制图的优点。事实上，由于它们通常与区域性广泛分布的页岩相伴生，最大洪泛面常常比陆上不整合更容易用于测井和地震测线上的制图。这种实践性意义使成因层序具有很大的优势，这就是为什么很多地质学者不顾层序地层的‘源缘’（即模式的选择），宁愿用最大洪泛面制图来开始他们的地层学分析的原因。

这个模式受到两个方面的批评。首先，成因地层层序包括层序内的陆上不整合（图 4–6），违反了“层序由成因上有联系的地层组成”这个普遍被接受的概念。因此，成因地层层序中，陆上不整合的存在承认这样的可能性：成因上不相关的地层可以一起归为相同的“成因”组合。其次，最大洪泛面的形成时间取决于基准面变化和沉积的相互作用，因此这些面可能是穿时的（Posamentier 和 Allen，1999）。然而，根据陆源沉积物进入海洋盆地内不同点的变化，由地层叠置样式确定的最大洪泛面的穿时性速率，被认为沿倾向非常低，但沿走向它也许变得更有意义（Catuneanu 等，1998b）。因此，在低的沉积物供给区高位正常海退的开始可能会推迟，最大洪泛面在低的沉积物供给区要比高的沉积物供给区更年轻。关于最大洪泛面的时间意义在第七章有更多详细的描述。尽管存在这些局限性，但

地层成因层序仍具有单一的、容易识别的层序边界面的优点。分布于整个盆地的最大洪泛面意味着沉积盆地的陆相和海相部分有着相同的分界面，这是这类“层序”的特点。相反，沉积层序和海侵—海退（T—R）层序都以复合面为界，对它们描绘起来就变得有些困难。

因为成因地层层序模式与滨线海侵和海退的表现形式有关，因此，需要同沉积期的滨线迁移类型的证据，以便正确地识别“海侵”沉积、最大洪泛面等等。因此，这类模式可能不被应用于超补偿盆地或盆地的河流部分，其中的河流作用与海平面变化无关（如图3-3 中的地带 3）。另一方面，因为成因地层层序不用陆上不整合作为层序边界，这类模式可以用于以基准面持续上升为特征的海洋盆地，在缺失陆上不整合的地带，地层旋回完全受控于基准面上升和沉积速率的相互作用。

三、海侵—海退（T—R）层序

海侵—海退（T—R）层序（Embry 和 Johannessen，1992）以复合面为界，包括向盆地边缘的陆上不整合和海洋部分向海方向的最大海退面。这种模式提供了一种把地层组合成层序的选择方法，目的是为了避免沉积层序和成因层序的一些缺陷。沉积层序学派开辟了此类方法的先河之后，T—R 层序模式的支持者认识到了陆上不整合作为层序边界的意义，但却排除了相对应整合（基准面下降的开始或终止的面）作为层序边界的一部分，这是由于存在对可能形成于浅海序列中的相对应整合的识别问题，尤其当地震数据对（层序）分析无效时。同时，T—R 模式应用陆上不整合作为层序边界的一部分，避免了层序内部存在陆上不整合的问题。

海相部分的最大海退面代表了 T—R 层序模式的相对应整合（图 6-1）。这种地层界面的优点是在浅水环境中的任何实际露头或地下资料中都能进行识别，但在深水环境可能难以识别，这种深水环境可能发育在一套整合序列的低密度浊积岩相内。因此，沉积层序和T—R 层序模式中的相对应整合引起的这种识别问题在浅水和深水环境中互相回应。用最大海退面作为层序边界的另一个潜在问题是：它的形成时间取决于沉积速率，因此该面可能沿走向记录了一个重要的穿时面。因为，陆源沉积物在海洋盆地不同地区的供给可能沿走向发生非常大的变化，在高沉积物供给地区海侵的开始可能会推迟。在这些地区，最大海退面比其他低沉积物供给的地区年轻，生物地层学（Gill 和 Cobban，1973）可以有效地解决这种年代的差异。有关最大海退面和其他地层界面的时间意义的数字模式更多细节详见第七章。对盆地的非海相部分，由于陆上不整合面与大部分重要的沉积间断相吻合而用来作为层序的边界，因此它不应包含在层序内。最大洪泛面把 T–R 层序细分为海侵和海退体系域（图 1-7、图 4-6）。

不同成因类型的沉积物（高位正常海退、强制海退和低位正常海退）合并成一个单元，即“海退体系域”（图 1-7），提供了一个将岩石记录细分为体系域的简单方法，在特殊实例的研究中（如由于构造沉降和沉积速率的互相补偿，地层旋回发育于连续的基准面上升期间），或者数据不足而不能区分海退沉积物的成因类型时，这种方法可能是唯一的选择。然而，从勘探前景来看，这个方法是不实用的，因为合并强制和正常海退面会导致失去地层成因分析的临界“分辨率”，这是层序地层学最主要的用途。如第五章所述，在基准面旋回的四个主要阶段，沉积物泥砂分配（budget）和储层分布跨盆地会极大地改变（图 5-7、图 5-14、图 5-26、图 5-27、图 5-44、图 5-56、图 5-57）。图 5-38 用图说明强制

海退和上覆正常低位海退沉积物的（体系域）区分，并且隐含了“相对应整合”（Hunt 和 Tucker，1992）的边界制图是识别深水储层的关键。强制和正常海退沉积物合并为一个无差异的“海退体系域”不能提供有用的依据在这类地区找到最好的深水储层，这些储层是在强制海退后期阶段形成的，现在被保存在“海退体系域”内。

T—R 层序模式存在这样一个缺陷：非海相和海相部分的层序边界（分别是陆上不整合和最大海退面）在正常低位海退期间发生时间性地偏移（图 4–6、图 5–5）。假设，滨面上部的海蚀作用在海侵期间搬运了堆积在滨线附近的所有低位河流地层（图 5–6），这两个面之间的物质联系可能是由海侵侵蚀面造成。然而，这只可能发生在近滨低位河流地层厚度少于 20m 的地方，这通常是海蚀作用过程的最大冲刷量（Demarest 和 Kraft，1987）。因为低位河流楔状体超过 20m 厚，在陆上不整合面之上的低位顶积层在后期海侵波浪冲刷中保存下来，并且最大海退面在盆地的海相和河流部分都可以成图（图 6–2）。在这种情况下，最大海退面通过低位体系域的河流剖面与陆上不整合面分开，因此这两个面不可能按照 T—R 层序的定义构成一个单一的界面。Embry（1995）认识并讨论了海侵浪蚀面不可能移走所有低位非海相地层的可能性。

可以得出结论：T—R 层序模式仅适用于沉积物（如堆积在陆上不整合面之上的低位顶积层）原始（前期海侵）厚度局限于米级范围（或者通常来说，低于与后期海侵有关的冲刷量的厚度）的沿海到河流低位正常海退地区。在没有这种条件的地区，最大海退面横跨大陆架延伸在陆上不整合之上。这种情况代表了特别在以低坡度沉积面（如大陆架、受浅水环境控制的“充填”前陆盆地）和高物源供给为特征的沉积盆地的标准。墨西哥海湾提供了典型的实例：盆地充填的重要部分形成于低位正常海退楔状体，它们的形成是来自于南部构造隆起区高的沉积物供给的结果。因此，在大陆架上钻井，沿着相同的垂直剖面可能钻遇（较新的）最大海退面和（较老的）陆上不整合面，它们由低位正常海退沉积物分开（图 6–2）。只有当低位正常海退沉积物被作为海侵体系域，即作为最初的海侵进积“脉冲”（pulse）（A.F.Embry，私人通信，2005），这种模式的缺点才可能解决。而当为“最大海退面”（根据海侵体系域）成为陆上不整合真正的相对应整合提供依据时，整体分级趋势使这种方法无效：在浅水序列中钻井显示出向上变粗的趋势，直到海退最新的（最年轻的）斜坡沉积（即真正的最大海退面），在地层学上，它高于连接陆上不整合向盆地方向终止的地层界面（即相对应整合，据 Hunt 和 Tucker，1992；图 6–2、图 6–4）。这是因为海退随着基准面下降的结束还在继续，导致滨线朝海方向的进积远于它在强制海退结束时的位置。在上下文中，低位正常海退沉积物包含在海侵体系域内，将导致根据不同数据层组对相同地层界面的制图不一致：在地层学上，以测井标准定义的最大海退面（向上变粗的顶部，图 4–23）比地震数据上的作为最年轻强制海退斜坡的最大海退面年轻（图 6–4）。事实上，后者被 Hunt 和 Tucker（1992）定义为相对应整合面。

低位正常海退的典型滨线轨迹（即在基准面下降结束之后并在海侵开始前的进积、加积作用；图 3–35、图 5–44、图 6–4），在硅质碎屑和碳酸盐的序列中都有记录。地层叠置样式和沉积趋势分开了性质不同的低位体系域的沉积产物（如在基准面下降结束之后继续并与浅水碎屑序列向上变粗趋势有关的进积作用），不同的沉积环境都有过报道，从河流（Kerr 等，1999；Leckie 和 Boyed，2003）到碎屑海岸和浅水（Plint，1998；Plint 和

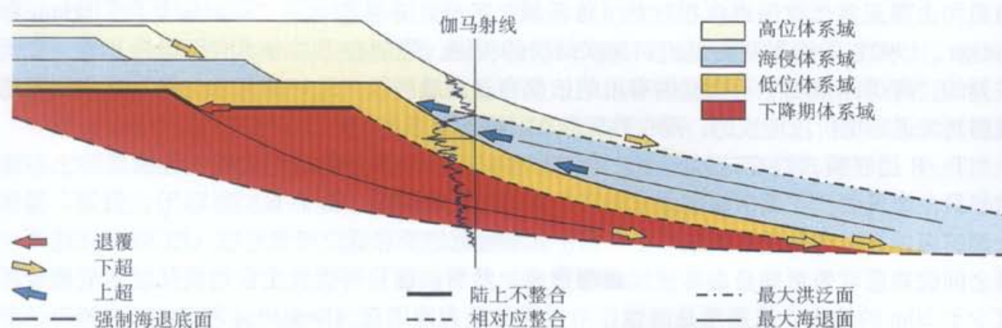


图 6-4　海侵—海退（T—R）层序模式概念和使用的局限性（据 Schlager 修改，1994，2002，2005；Duval 等，1998；Posamentier 和 Allen，1999；Catuneanu，2002）

低位正常海退沉积物保存地区，最大海退面的海相部分不与陆上不整合向盆终端相连。这一倾斜方向横剖面图示了河流到浅水环境强制海退、正常海退和海侵沉积体系的最普遍模式。伽马曲线（GR）显示层序地层格架中浅水序列的整个梯度趋势。注意，最大海退面（低位体系域顶部）标志向上变粗趋势的顶，因为在低位正常海退期间滨线不断进积。这否认了分配低位正常海退沉积物到海侵体系域的选择性，保证了 T—R 层序模式应用的普遍性。后一种方法中，最大海退面成为有效的相对应整合，据 Hunt 和 Turcker（1992）。然而，由于测井和地震资料不能定位最大海退面于相同的地层界面，此方法会引起误导（更多详述见正文）

Nummedal，2000；Hmpson 和 Storms，2003；Ainsworth，2005）碎屑深水（Posamentier 和 Kolla，2003）和碳酸盐台地（Cathro，2003；Schlager，2005）。综上所述，低位和海侵体系域的分开不仅对 T—R 层序模式适用性的评估很重要，而且，对正确识别不同类型的层序地层界面更有意义（如最大海退面和相对应整合面）。

这一讨论对相同级次的地层界面的几何构成是一种参考，即属于地层旋回的相同级次的地层界面。更高频率（即更低级别）的面使得体系域的内部结构变得复杂，因而不能被用来改变更高级别表面的地层意义。如三级表面的地层重要性不能被四级表面代替，四级表面可能出现在相同的地层剖面中，因为后者没那么重要，只代表三级地层格架内部的“细节”（如四级最大海退面叠覆在三级相对应整合面上，这不会改变三级面在更大格架中的重要性；换句话说，对一定旋回的地层分析应采用相同的尺度——关于层序地层级次问题的更多讨论见第八章）。

与地层成因层序模式一样，T—R 模式与滨线的迁移有内在的联系，因此 T—R 模式不能用于与海平面变化无关的堆积，如超补偿盆地或河流序列。在那些环境中，沉积层序细分为低可容空间和高可容空间体系域仍然是层序地层分析唯一可用的方法。

四、准层序

准层序是一个“以洪泛面为界、由成因上有联系的层或层组构成的相对整合序列”（Van Wagoner，1995）。一般在海岸到浅海环境中，准层序是粒度向上变粗的进积体（图 6-5、图 6-6）。由于水体的突然加深，进积体沉积发生终止，从而导致洪泛面的形成。这种准层序通常是与海岸进积或退积总体趋势相关的高频建造序列（图 5-52、图 6-6），所以可能是更大规模体系域的部分。按观察规模的大小，准层序可能被应用于更大规模体系域内，或是应用于与沉积趋势变化的不连续的旋回有关的研究中。整体上，如下所述，准层序概念的应用导致的困惑比优点多。

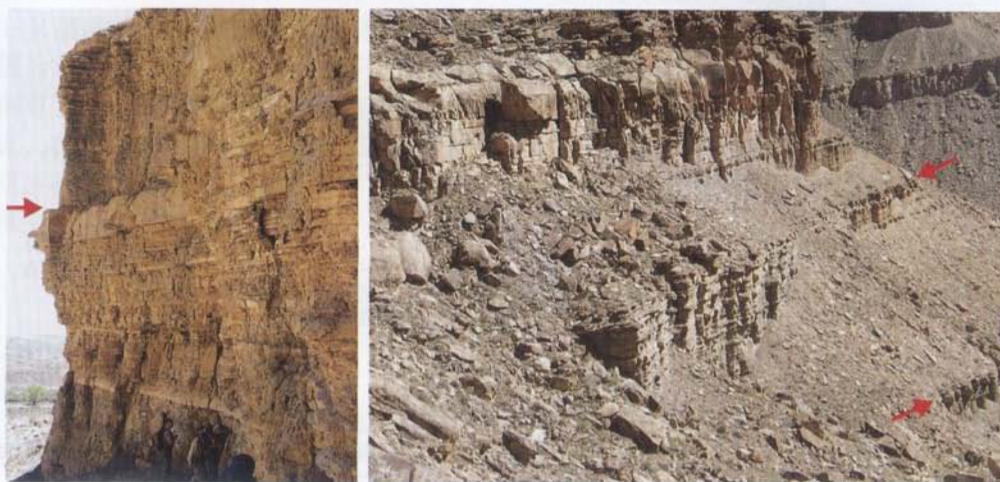


图 6-5 准层序露头堆积实例（犹他州 Woodside 峡谷）
准层序是以洪泛面为边界的向上变粗的进积序列，准层序边界（即洪泛面）标志水体急剧加深事件（箭头）

准层序概念的主要问题取决于它的分界面，即洪泛面。如第五章所述，洪泛面是一个具有多重意义的不确定术语，如海侵侵蚀面、最大海退面、最大洪泛面或相变接触面（图 4-62）。依照洪泛面实际的地层界面类型，准层序可能是任何一种类型，从 T—R 层序（海侵开始沉积供给突然中断，因此海侵面是最大海退面，如图 4-35 中的 A、B、C 和 D）到地层成因层序（海侵地层完全缺失，最大海侵面改造最大海退面，图 4-44）和紧密联系的地层单元（洪泛面是海侵地层组的相接触面，图 4-35E）。这种不确定术语的有效性是不可靠的，尤其在每个准层序样式被清楚定义之前。

另一个争论的主题取决于"层序"和"准层序"之间的关系。准层序能否与沉积趋势变化的整个旋回一致，取决于洪泛面在每个专题研究的地层接触样式。在洪泛面是最大海退或最大洪泛面地区，准层序的确与沉积趋势变化的整个旋回一致（分别是 T—R 和地层成因层序）。在洪泛面是海侵侵蚀面或相变接触面地区，准层序可能是不完整的层序或地层单元，持续时间比单一地层周期要长。因而很清楚，准层序不只是"较小规模的层序"，而完全是地层单元的不同样式。Posamentier 和 James（1993）、Arnott（1995）、Kamola 和 Van Wagoner（1995）、Posamentier 和 Allen（1999）以及 Embry（2005）对准层序概念的运用和误用进一步进行了讨论。像 Posamentier 和 Allen（1999）所指出的那样，"与层序相反，准层序不是以不整合面为界（或相对应整合面为界）的地层单元，因此，都不会构成小规模或其他的 Mitchum（1977）意义上的层序"。

阐明准层序的概念也很重要，像 Van Wagoner 等（1990）最初指出的那样，准层序的概念缺少规模的涵义。最初的定义在后来的刊物中有所改进，然而，通常局限于特殊时期形成的小规模层序术语的应用。例如，在 Krapez（1996）地层层序模式中，准层序等同于时间间隔为 9 万 ~ 40 万年的'四级'层序。这一方法受到了 Posamentier 和 Allen（1999）的批评，他们提出回到无规模限制的准层序概念的最初定义。

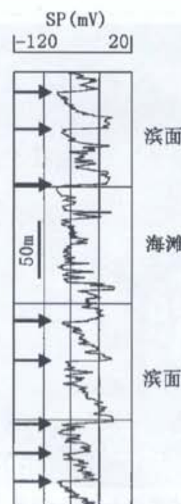


图 6-6 准层序序列测井实例（墨西哥湾上新统）

准层序边界以箭头（洪泛面）表示。每个准层序对应一个滨线海退阶段，由水体的突然加深而中断，这时洪泛面形成。准层序可能与整个加积、进积或退积海岸线相关，代表整个滨线迁移趋势中海岸海退的更高频阶段。因此，它们可能是标准（进积）三角洲体系或退积河口湾三角洲的一部分（图 5-52）。在此测井曲线中，六个准层序的底部序列被海滨砂岩覆盖，显示了从滨面（较远端）到海岸（较近端）沉积体系转变的整个进积趋势



图 6-7 用滨面/三角洲前缘相进积序列为例说明“准层序”和“洪泛面”

洪泛面（1）是海侵浪蚀面，洪泛面（2）是最大海退面；洪泛面（3）是相变接触带。A、B 和 C 是准层序，即向上变粗的浅海序列。伽马测线（GR）显示加拿大盆地西部在 Bearpaw 最大海侵滨线区域，Belly 河、Bearpaw 和马蹄形峡谷地层单位之间的改变。CH—河道充填

引入准层序概念的最初用意之一是作为区域地层对比的一个方法，基于准层序分布广泛并可能与基准面变化相关这些事实（Van Wagoner 等，1990）。现在知道很多三角洲朵叶（准层序）堆积是沉积中心内循环迁移的结果，具有有限的延伸范围，因此只有局部的意义。这样的朵叶是更多地域性分布的准层序，在现场是很难分辨的，缺少精确时间控制或物质对比标志，这就提出了地层对比过程中的一个实际问题。另一个扩展准层序在区域对比中应用的尝试通过对术语的外延体现出来，用以描述比初始准层序概念定义的海岸到浅海环境要宽泛的沉积体系域的旋回层。因此，在整个河流或深水环境中，基于并列沉积要素之间的关系而缺乏水体急剧加深的事件标志，准层序是不适合应用的。

以上讨论以及第四章关于洪泛面的讨论，都指出了准层序概念应用的许多不合理性，部分是由于最初定义的不严谨，也有部分来自后期对最初定义的修改。因此建议，如果一定使用“准层序”这一术语，必须限制在海岸到浅水环境进积系列中，这些地区存在水体急剧加深事件（洪泛面）的证据。这样的进积序列也不具备规模和基准面的涵义（Posamentier 和 Allen，1999）。然而，甚至在可以识别“洪泛面”和“准层序”的沉积环境中，名称的选择仍倾向于那些能传达地层信息的明确术语。图 6-7 列举了以地层界面的不同组合为界的三种准层序（在滨面/三角洲前缘环境粒度向上变粗的地层单元）的实例。因此，在这类序列中不会有两个准层序有相同的层序地层学意义。洪泛面（1）是海侵波蚀

面，洪泛面（2）是最大海退面，而洪泛面（3）是相变接触面。准层序 A 是一个不完全的 T–R 层序，因为它的部分海侵体系域保存于浪蚀面之下。准层序 B 比 T—R 层序规模大，因为它包括上覆 T—R 层序的部分海侵沉积。准层序 C 以两个相变接触面为界，它更模棱两可了，因为上部界面标志粒度向上变粗的进积体的顶，而不是与定义一致的洪泛面。因此，在有充足数据能用来有效识别露头或地下观测到的地层接触面特性的地带，建议使用更多明确的术语来代替“准层序”和“洪泛面”。有效的名词术语能促进层序地层学学者之间更好的沟通。

第三节　河流体系层序

一、引言

由于现今能观察到各种构造背景和气候条件下的河流沉积，所以河流沉积是较容易理解的一种沉积体系。然而，沉积盆地的河流充填部分的层序地层学的应用最具有挑战性，尤其是孤立的或远离滨线和海水影响的河流沉积。这种情况在超补偿盆地是常见的，受非海相沉积作用的控制，其中只有非海相部分的地层中保存有记录，或者只有在非海相部分的数据具有效性。在后一种情况下，尽可能的扩大观测范围至整个盆地，用来研究河流和同期海岸及海相体系之间的关系。尽管如此，现代地层学还是充分地提供了地层记录通用的成因分析方法，从单一沉积体系规模到整个盆地规模。

河流体系还受很多沉积作用以外的因素影响，包括海平面升降、气候、物源区构造作用和盆地沉降作用（Shanley 和 McCabe，1994，1998；图 6–8）。区分它们在河流沉积中的相对控制作用最具挑战性，尽管在开始的现场研究（Isbell 和 Cuneo，1996；Holbrook 和 Schumm，1998；Shanley 和 McCabe，1998；Catuneanu 和 Sweet，1999；Fielding 和

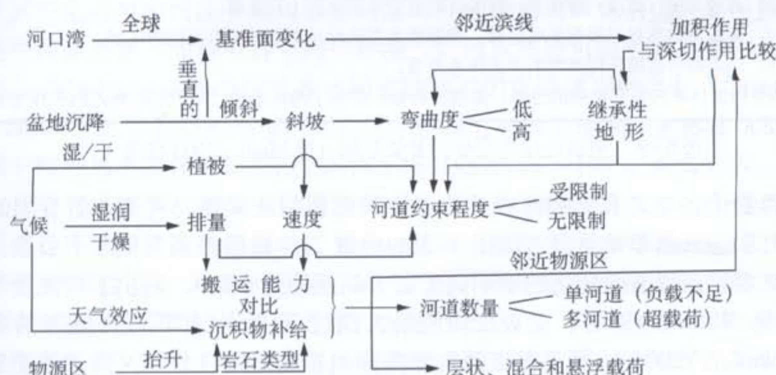


图 6–8　河流沉积的异源影响

河流加积或侵蚀作用可能受下游因素的影响（毗邻滨线：主要是海平面变化和盆地沉降）及上游因素的影响（毗邻物源区：尤其是气候因素，盆地沉降和物源区隆起）。注意，气候也可能通过改变浅海环境波浪和水流的能量从而改变正常和风暴期间基准面的位置而成为一种下游因素；也可能成为上游控制因素（图 3–3、图 3–4、图 3–15）。此图表也指出了用于河流体系地貌形态分类的控制因素的三个关键参数（弯曲度、河流受约束程度及河道数）

Alexander，2001；Posamentier，2001；Catuneanu 等，2003b）和实践工作（Wood 等，1993；Koss 等，1994；Paola，2000；Paola 等，2001）中会形成一些标准。构造的影响可以通过贯穿同沉积期的倾斜方位和地形坡度的时间变化来分析，以及埋藏深度的变化，也可以通过对古水流方向、体系结构因素、河流类型和后期粘土矿物成岩作用的分析来推断（Holbrook 和 Schumm，1998；Holbrook 和 White，1998；Catuneanu 等，2003b；Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。通过岩相和生物相分析，联合同位素地球化学、格架和早期成岩环境的岩石学特征研究，人们已经对基准面和气候对河流体系的相对控制作用有了很好的评价（Blum，1994；Blum 和 Price，1998；Sylvia 和 Galloway，2001；Ketzer 等，2003a、b）。

像 Shanley 和 McCabe（1994）建议的那样，河流堆积和沉积外来影响的相对重要性在物源区和滨线附近是不同的（图 3-3）。因此，层序地层的概念在河流体系中的应用也随着盆地位置、河流作用的主控因素的不同而改变。海平面升降和构造作用为主发育的层序模式可以预测不同的沉积趋势和与海相堆积变化相关的河流类型（Wright 和 Marriott，1993；Shanley 和 McCabe，1993，1994；Marriott，1999）。气候变化主控产生的模式可以解释沉积趋势的变化和主要通过气候条件对沉积物供给、河流流量和植被发育的影响而发育的河流类型（Blum，1994；Blum 和 Price，1998）。强调的是在运用河流地层层序进行任何实例研究之前，必须要充分理解这些模式。Miall（2002）已经首次总结了河流地层层序的系列原理（图 6-9）。

1. 河流侵蚀作用可能发生在基准面下降期间，增加流量或减少载荷；
2. 河流加积作用可能发生在基准面上升期间，增加载荷或减少流量；
3. 河流对基准面迁移的响应主要与构造作用和海平面升降有关，河流对载荷和流量变化的响应主要与气候有关；
4. 低曲度河流体系，如辫状河或迁移沙坝河流，最可能发生在低可容空间时期；
5. 网状河体系一般伴随高速率基准面上升期间，如海侵期间；
6. 高弯曲度（曲流）河体系一般表征低到中等基准面上升速率；
7. 直流河体系显示极低侧向迁移，是非常典型的低坡度和低可容空间的区域；
8. 深切谷可能被任何类型的河流体系充填；
9. 河流体系内海洋影响的迹象，如潮汐特征，显示了海泛事件（可容空间超过沉积作用）

图 6-9　河流层序地层学的首要原则（据 Miall，2002 修改）

海平面的变化和与之有关的滨线迁移也许只能影响从滨线向河流上游有限的范围内的河流作用，关注这一点非常重要（即图 3-3 的地带 2）。这段距离大概几十公里（如得克萨斯州的科罗拉多河，基准面变化的影响向上游方向延伸约 90km，超出了河流受气候变化所能波及的范围，Blum，1994），低坡度河流最大超过 200km（如爪哇大陆架的更新世河流体系，Posamentier，2001）。超过基准面向陆方向的控制界限之外，河流主要受控于气候和构造作用的综合影响（图 3-3、图 6-8）。河流的流程，含蓄地指盆地的河流部分，可以分成受下游因素影响的远端地区（即图 3-3 中的地带 2）和上游因素影响的近端地区（即图 3-3 中的地带 3）（图 6-8）。

下游因素影响的河流体系（图 3-3 中的地带 2）反映了基准面变化、盆地沉降和受气候变化影响的环境能量波动的相互作用（图 6-8）。在这种环境下，河流的加积和深切作用与在海岸及海洋环境中岸线迁移模式和与之伴生的沉积过程的可预测方式相关（Holbrook

和 Wright Dunbar，1992；Tandon 和 Gibling，1994，1997；Feldman 等，1995；Holbrook，1996；Heckel 等，1998；Miller 和 Eriksson，2000）。因此，这些河流体系也许是应用低位、海侵和高位体系域标准地层层序模式的综合。作为构造背景的一个函数，下游主控因素控制的河流体系可能发育在低的或高的可容空间背景下，这取决于特殊区域的沉降模式记录。如由于毗邻造山带的高速率沉降记录，前陆体系的前渊部分属于高可容空间环境；而前陆体系的远端部分，毗邻稳定地块（克拉通），归为低可容空间环境（Leckie 和 Boyd，2003）。然而，在上述任何一种环境，由于河流和海洋的相互作用，允许河流沉积可以归为低位、海侵和高位体系域（Leckie 和 Boyd，2003）。

受上游因素影响的河流体系（图 3–3 的地带 3）以一定方式记录了流动类型和沉积物供给的波动，这种方式与基准面变化无关，但取决于气候、物源区构造作用和盆地沉降（图 6–8）。在这些环境中，既然河流的加积和深切作用与海岸线的迁移无关，低位—海侵—高位体系域这些名称就不再应用（Catuneanu 和 Elango，2001）。相反，基于河流建造要素的相对丰度，河流不整合边界层序可以细分为低的和高的可容空间体系域（有关河流体系域的详细描述见第五章）。运用这些体系域对河流沉积进行地层学研究，与最初的层序地层模式没有任何关系，后者的体系域和地层预测体系与基准面或相对海平面变化有内在的联系（Vail 等，1977；Jervey，1988；Posamentier 和 Vail，1988；Posamentier 等，1988）。Blum（1990，1994）、Miall（1991）、Schumm（1993）、Wright 和 Marriot（1993）及 Shanley 和 McCabe（1994）对应用于河流近端序列的早期模式的实用性提出质疑，随着 20 世纪 90 年代中期低的和高的可容空间体系域（或“序列”）的提出，争论达到高峰（Olsen 等，1995；Dahle 等，1997）。

与下游主控河流体系一样，上游主控河流体系也可以发育在具有不同有效可容空间的各种构造背景下。尽管低的和高的可容空间环境及体系域结合运用在某种程度上显得有些麻烦，但任何构造环境的河流有效可容空间随时间的波动可以识别低、高可容空间环境的低、高可容空间体系域。如高可容空间“环境”的河流层序可能包括一系列低、高可容空间“体系域”，它们反应了整个正可容空间旋回期间的沉降速率的变化（Olsen 等，1995；Arnott 等，2002）。低可容空间环境的河流层序也具有相同的情况，虽然在这种情况下的河流层序倾向于构成几乎独有的低可容空间体系域（Olsen 等，1995；Arnott 等，2002）。

从以上讨论可以推断，河流地层层序模式分为两种不同的观点：一个强调在河流沉积物堆积期间是否存在海洋作用的影响，另一个强调沉积期间河流有效的可容空间。第一种观点对图 3–3 中的地带 2、3 之间的差异做了区分，图中受下游和上游控制因素影响的河流体系，要求分别使用不同的体系域名称。在这种分类中，下游控制河流体系是标准低位、海侵、高位体系域的一部分；而与基准面波动无关的上游控制河流层序，可划分为低、高可容空间体系域。第二种模式关注河流地层在低和高可容空间环境中的区别，而不考虑河流作用是否存在海洋作用的影响。下文将对现有的地层学模式进行简单讨论。

二、受基准面变化控制的河流旋回性

第一代层序地层模式的实质是基准面控制河流的旋回性：一方面假定基准面升、降直接相关，另一方面假定河流的加积和下切作用直接相关（Jervey，1988；Posamentier 和 Vail，1988；Posamentier 等，1988）。河流作用和基准面变化之间可预测的关系反映出一个

最可能的情况，但像第三章讨论的有例外（图 3–20、图 3–31）。这种关系对河流体系的下游河段有效（图 3–3 中的地带 2），河流响应受“下游因素控制”（即受基准面变化、盆地沉降和气候诱导环境能量波动的相互作用），在这些环境中，以 Leckie 和 Boyd（2003）的河流地层学系统的低或高可容空间为特征，河流沉积物可以整体构成标准低位、海侵和高位体系域。

很有趣地注意到，在基准面变化控制河流作用的情况下，通过沉积或侵蚀点的向陆移动，河流加积作用和深切作用两个地区都从海岸线向上游方向穿时延伸。因此，基准面上升期间，沉积地区的逐渐扩大导致了河流的上超模式（图 5–4、图 5–5）。但是，基准面下降期间，深切谷向陆方向的延伸与剥蚀点向上游方向的移动有关（图 3–31 例 A，图 3–32、图 5–16）。根据上文，河流的加积和深切作用通过河流能量流动的变化得到解释，河流能量流动的变化响应于河流地形下游部分的斜坡梯度变化。同样地，基准面上升期间，滨岸加积作用引起滨线附近河流剖面变浅，进而又触发河流的加积作用。在基准面下降期间，暴露地面的海底比强制海退开始时的河流梯度剖面要陡，它将激发河流发生侵蚀作用，从海岸线开始，逐渐向上游扩展。因为沉积和侵蚀的交叉点在基准面上升和降落阶段向上游移动，新老河流剖面斜坡梯度的差异，分别随着从滨线向上到河流不受基准面移动控制点的距离的增加而减少。河流不受基准面移动控制的点代表了图 3–3 中地带 2、3 的界限。

河道和洪泛平原地层结构成分的比率在欠补偿阶段取决于基准面上升的速率。基准面的快速上升使洪泛平原的加积作用增加，导致整个序列的分选更好。海侵和早期高位体系域经常具有这样的结构特征。基准面缓慢上升发育合并的河道充填沉积，因为凸岸只有极少有效的可容空间。同时，可容空间减少期间，河道的堆积伴随频繁的冲刷决口，这有助于沉积物的横向延伸（Holbrook，1996）。在低可容空间条件下的河道合并通常发育于低位和晚期高位体系域。后期高位混合的河道充填由于后期与陆上不整合有关的侵蚀作用很难保存，沉积层序的河流部分一般显示向上变细的韵律（图 4–6）。河流地层学的这些基本理论，也有文献报道适用于扇三角洲体系，其中河流内部结构的叠置样式与基准面和有效可容空间的变化有关，扇三角洲体系受相似的冲积扇的河流作用和进积水体基准面波动之间的响应关系的支配（Burns 等，1997）。

Shanley 和 McCabe（1991，1993，1994）的河流地层层序模式吸取了这些理论，用图说明了基准面下降期间下切谷的作用、低位期河道的混合加积作用、潮汐影响的海侵体系和以横向混合曲流带结束的高位体系（图 6–10）。后一种河道充填通常不会保存下来，如上所述，这就是为什么它们在其他类似的图表也不能被说明（Miall 的图 15–9，1997）。与一般向上变细的剖面一样，河流类型在层序的不同位置也会改变，从底部较高能的、自由的交叉河道充填（高的宽 / 长和砂 / 泥比率；图 5–49）到顶部较低能的、受限制的、孤立带状河流（低的宽 / 长和砂 / 泥比率）。潮汐的影响在海侵体系域中尤其常见，并且它们的存在有助于识别盆地非海相部分内最大洪泛面的位置（Shanley 等，1992）。

图 6–10 所示的模式没有被采用的一个方面是由于河口湾对上游河流类型的影响。河口湾形成于海侵开始时，海退开始时被三角洲体系替代。对犹他州南部上白垩统层序地层研究表明，河口湾形成于海侵末期，低能量河口湾环境的结束触发同期的辫状河和曲流河体系的源头向上游快速迁移（图 4–45），为河流沉积内最大洪泛面的识别提供了一个附加

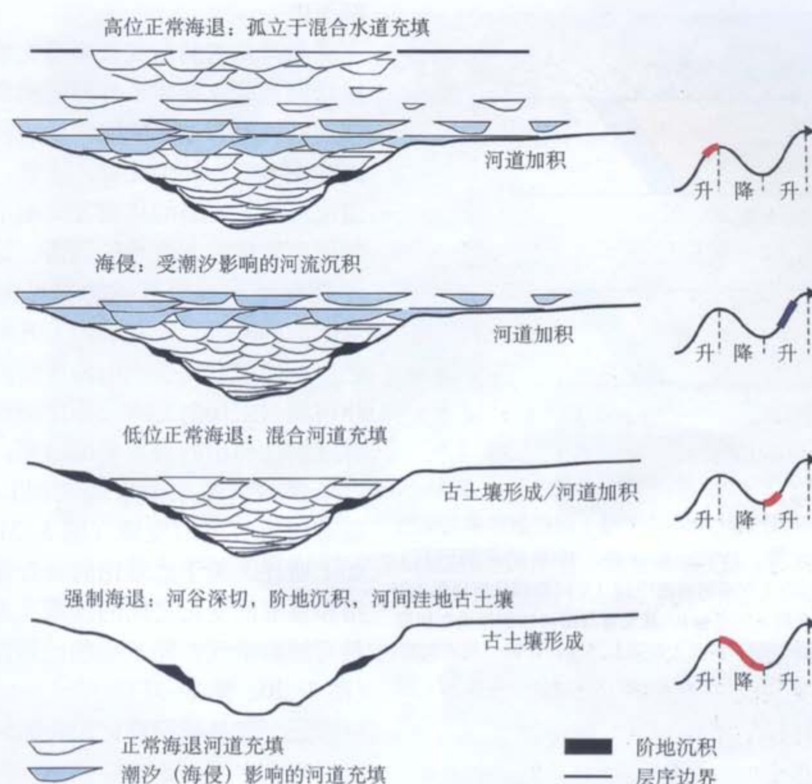


图 6–10　河流沉积层序的地层结构（据 Shanlay 和 McCabe，1993 修改）

注意，上部层序边界常常削截高位沉积物，因此，层序的上部混合河道充填只有低的保存潜能。根据先前河谷下切的程度，层序边界古土壤在低位正常海退期间可能继续形成。当充足的可容空间容许洪泛平原生成于深切谷之外时，层序边界古土壤才停止生成。河道充填长 / 宽比率的变化显示从辫状河到曲流河河道的受限程度向上游增加，与逐渐降低的地形坡度和河流能量平行

证据。因为河口湾堵塞效应消失，越过最大洪泛面河流类型的急剧改变归因于在正常高位海退开始时河口湾（河流梯度剖面的定位点）向下游的快速迁移。图 4–45 需要注意的另一个重要方面是每个体系域内同期辫状河和曲流河体系与边界时代的向陆迁移趋势，这解释了在大部分河流层序中所观察到的都是整体向上变细的剖面。图 4–45 的辫状河和曲流河体系边界之间的穿时轨迹，包括越过最大洪泛面河流类型的急剧改变，在图 4–6 中已经被用来归纳河流沉积的垂直剖面。

根据海侵开始时河口湾的形成导致上游河流类型变化，类似的分析对最大海退面是恰当的（图 4–38）。Kerr 等（1999）最早进行这类研究，随后是 Ye 和 Kerr（2000），他们提议河口湾的形成导致河流上游能量的降低，从而引起越过最大海退面从辫状河到曲流河类型的急剧变化（图 4–38）。这种情形也许归因于可能伴随海侵的海岸快速的加积作用，这种加积作用反过来为洪泛平原沉积提供增加的可容空间，并使河流梯度快速变浅。假定海侵开始时海岸加积速率非常大，那么从高能量低位河流过渡到迟缓的海侵体系可能相当快。河流类型可观测的急剧变化越过最大海退面的非海相部分也归纳在图 4–6 河流沉积的垂直

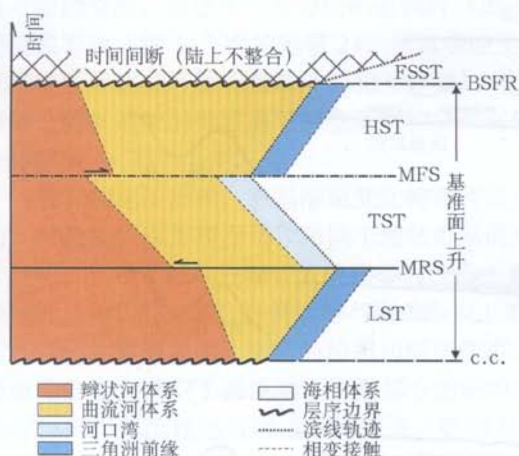


图 6-11　基准面上升期间河流对下游控制因素的响应（参照 Shanley 等，1992；Kerr 等，1999 的实例研究）

每个体系域包括向上变细的河流序列（见同期辫状河和曲流河体系边界，时代的向陆迁移），其发育与海洋加积作用和相应的河流梯度变浅响应。跨最大海退和最大洪泛面，河流类型的急剧变化标志了海侵的开始和终止（更多详述见正文）。随同期辫状和曲流河体系边界时代的迁移为图 4-6 综合河流垂直剖面提供了基础。LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；CC—相对应整合，据 Hunt 和 Tucker（1992）；MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面；BSFR—强制海退底面

剖面中。

与河口湾的形成直至消失响应的同期辫状河和曲流河体系界限的两期急剧横向移动，以及每个体系域常见的河流垂直剖面在图 6-11 中有说明。注意：辫状河和曲流河体系界限的移动方向揭示了河流层序记录整体向上变细的剖面。这种趋势是建立在图 4-6 中阐述的常见河流层序垂直剖面的基础。在基准面上升期间，河流层序整体向上变细剖面是连续的海岸加积作用和与之伴生的河流梯度剖面变浅及物源区剥蚀作用的最主要的结果。相反，陆上不整合（基准面下降期间）的形成伴随着河流坡度的变陡（图 3-31 的例 A）。如上所述，关于此理论的忠告是：河流作用和基准面变化之间的预测关系只反映了最可能的情况，除了那些已知存在的情况（图 3-20、图 3-31）。

三、与基准面变化无关的河流旋回性

在基准面波动影响范围之外（图 3-33 地带 3），河流基本受“上游因素”控制，“上游因素”包括气候变化、物源区构造作用和盆地沉降。在这样的背景下，河流沉积不再是完整的标准低位、海侵和高位体系域。因为河流作用和任何同期的滨线迁移之间没有关系。相反，基于河流体系结构成分的相对丰度，不整合为边界的上游主控河流层序可以划分为低和高可容空间体系域（图 5-68、图 5-72）。这与低、高可容空间环境的区别不同，低、高可容空间环境参考特殊构造条件的沉降模式，它们每一个可能包括如上讨论的低、高可容空间体系域。

上游主控河流体系域距物源区较近（图 6-12），因此更容易受物源区构造作用的影响（图 6-13），另外受气候对沉积物供应和流量的影响及盆地沉降造成的河流有效可容空间总量的影响。与基准面变化无关的河流沉积旋回，可能受稳定构造区气候旋回的影响或受长期稳定气候条件下构造旋回的影响。

1. 气候旋回

反映气候变化的河流层序主要受轨道强制控制，即受 10^4 ~ 10^5 年周期冰川消长的米兰科维奇旋回控制。气候变化对河流的流量有直接影响（图 6-8），因而改变河流搬运能力和沉积物载荷之间的平衡。河流载荷参数的任何变化可以改变河流梯度剖面的位置，使其在地形上下移动。相对于载荷增大的河流搬运能力（能量）将使新的梯度剖面位于地形之下（负河流可容空间），并引发河流的深切作用。相对于搬运能力增大的沉积载荷将使新的梯度剖面位于地形之上（正河流可容空间），并触发河流的加积作用。在消冰期，冰的融化增



图 6-12 新西兰阿尔卑斯山脉南部沉积物源活动区和塌积扇
（新西兰，南海岛亚瑟关口）



图 6-13 受物源区控制的现代河流侵蚀
左图：新西兰阿尔卑斯山脉南部深切谷。右图：新西兰南海岛沿 Rakaia 河上游剖面下切。
这两条河都靠近阿尔卑斯山南部造山隆起控制带，流向坎特伯雷平原直到东部

加了河流体系的流量，从而引起河流的深切作用。这与预料的冰面上升期正好相反。在冰期，低河流流量改变载荷参数有利于沉积载荷作用，从而引起河流加积作用。这与预料的冰面下降期正好相反。Blum（1994，2001）已经根据对墨西哥湾岸区新生代晚期的河流地层记录的研究发表了此气候驱动模式，这些研究表明河流旋回受气候控制，可能与受基准面变化控制的旋回完全不一样。

气候变化对河流加积和退积作用的影响在内陆构造稳定区尤其显著，例如沿着前陆体系的克拉通边缘区，该区远离基准面变化的影响（Gibling 等，2005）。位于 Gangetic 平原南部的以不整合为界的第四纪晚期河流层序可以作为一个实例，由气候控制的季节性降水量的波动引起洪泛平原旋回性的加积和退积作用，其时间超过 10^4 年。在此实例中，层序记录了洪泛平原被淹没和经历持久加积作用的时间，然而在部分河间地带，不断减少的洪

泛会导致低起伏剥蚀面、崎岖沟壑和局部土壤的发育（Gibling 等，2005）。

2．构造旋回

在长期稳定的气候条件下，高频叠置的构造沉降和上升旋回也会导致河流沉积旋回性的发育。这种不整合为界的河流层序模式，其形成不受海洋的影响，需要适应单一的构造条件，因为构造沉降、上升的机制和方式在不同类型沉积盆地的变化相当大。如弧后前陆体系的前渊部分的模式是在毗邻逆掩褶皱带的逆冲和卸载阶段的旋回性基础上建立的（如图 2-64 的超补偿阶段；Catuneanu 和 Sweet，1999；Catuneanu 和 Elango，2001）。在 Karoo 盆地，Beaufort 群 Balfour 组由六个以陆上不整合为界的三级河流层序组成（图 5-74，Catuneanu 和 Elango，2001）。这些河流层序的形成不受海平面升降的影响，受逆冲（加载）和静止（侵蚀或延伸卸载）造山旋回的时间控制。沉积物堆积发生在非平稳沉降和地形梯度变平缓阶段，然而不整合界面形成于平稳上升和地形梯度变陡阶段（图 2-64）。在造山负荷期间，每个层序的垂直剖面显示整体向上变细的趋势，与地形坡度的逐渐减小相关，这是由朝造山带方向速率变大的不同沉降方式引起的（Catuneanu 和 Elango，2001）。同时，在每个层序沉积期间，坡度梯度变缓伴随河流类型向上发生变化，从最初的较高能量体系到最后的较低能量体系。每个地点的实际河流类型取决于古斜坡梯度和与造山带前缘相关的地层剖面的位置。近端层序显示从辫状河到曲流河体系的改变，而更多远端层序显示从砂岩河床到细粒曲流河体系的变化（图 5-74）。Balfour 地层旋回的平均持续时间为 0.66Ma，即 4Ma 发育六个旋回。该期间没有气候波动的记录，为长期适宜的潮湿气候条件。此例中，在每个层序沉积期间，河流可容空间的形成完全归因于非均衡沉降。这与海平面上升产生的河流可容空间或由于气候变冷导致河流流量变小产生河流可容空间的情况相反。

四、低与高可容空间环境

不考虑河流沉积物堆积期间是否存在海洋影响，同沉积沉降模式对河流序列中不整合结构体系和沉积成分具有深远的影响。河流有效可容空间量的这种可变性也许会影响图 3-3 中的地带 2 和地带 3，在河流序列的地层特征上有重要标志。在缓慢和快速沉降盆地或其他地区可观测的河流结构体系的区别，导致了低、高可容空间环境之间的差异（Boyd 等，1999，2000；Zaitlin 等，2000，2002；Arnott 等，2002；Wadsworth 等，2002，2003；Leckie 和 Boyd，2003；Leckie 等，2004）。

如果明确河流沉积和滨线迁移的相互关系，低和高可容空间环境可能主导正常低位、海侵、高位体系域或构造、气候条件控制的河流层序的低和高可容空间体系域。因此，河流层序地层学模式与构造环境的关系密切，而与盆地欠补偿或超补偿特性关系不大。以可容空间为基础的河流层序地层模式的精确化导致了构造环境描述的多样化，从低可容空间到中等、高和过高可容空间（Leckie 和 Boyd，2003）。然而，“标准”非海相层序地层模式对低和高可容空间环境之间的最基本的差异进行了区分，应用也较简单。图 6-14 提供了一些用来区别这两种环境的主要标准。

依 据	环 境	
	低可容空间	高可容空间
层序边界	多，近距离分布	少，分布广
深切谷	多，复合的	少
地层剖面	薄，一般缺失高位体系域沉积物	厚，具有所有体系域沉积
河道砂体	较多复合，接近最大洪泛面孤立分布	近 SB 复合，近 MFS 孤立
洪泛平原细粒	少，近最大洪泛面	常见，丰富
潮汐沉积物	近最大洪泛面最丰富	近 MFS 最丰富
下伏地形	控制增强	弱控制
煤层	一般不发育或混合发育	丰富，较薄，较单一（较连续）
古土壤	发育良好，多、复合	较薄，分布广，有机物更丰富

图 6–14 用来区别河流层序地层学低、高可容空间环境的地层依据（据 Leckie 和 Boyd，2003 修改）

低、高可容空间环境的确定依赖于构造背景的沉降模式，而与河流沉积作用是否存在海洋因素无关。因此，形成于低、高可容空间环境的河流层序可能包括标准的低位、海侵、高位体系域（图 3–3 中地带 2），或完全由低、高可容空间体系域组成（图 3–3 中地带 3）

第四节 海岸到浅水碎屑层序体系

一、引言

海岸环境包括河口湾环境以及河口湾之间开阔的滨线地区（图 2–3、图 2–4），河口湾指沉积物进入海洋盆地的点。海岸环境从浅海环境向海延伸到大陆架边缘，是浅水和深水环境的“边界”。

如第五章所述，很多油气远景区与海岸和浅海体系有成因联系，所以了解海岸和浅海体系的形成过程及其产物是获得成功勘探的重要前提。海岸线的研究对煤和矿产资源工业也很重要，因为它们限定了地层单元的横向范围。另外，海岸线是标准地层层序模式的关键因素，代表了盆地非海相和海相部分的联系。同时，如第四章和第七章所述，岸线移动过程及其海侵和海退的交替，控制了七个层序地层界面的形成时间。所有这些证明了海岸线对层序地层学研究是一种重要参考，同时是控制海洋盆地沉积物供给、体系域的结构（层序地层的建造）及形成的最主要纽带。

二、物理过程

海岸到浅水环境是由于沉积供应和盆地再沉积作用的相互影响而形成的。此地段可以展现沉积盆地关键区域亚环境之间沉积物搬运的基本机理。对这些过程的理解不仅关系到沉积学研究步骤，也会因为此类方法在地层分析中的成因特性而成为层序地层学的基础（图 1–2）。

1. 沉积物补给与搬运机制

大部分碎屑沉积物来自陆源，经由水（河流）或风从源区搬运到盆地。其他的沉积来自海岸侵蚀（图 3–20、图 3–24），以及来自滨面或深水区的海蚀（图 3–20、图 3–21、图 3–27）。



图 6–15　与三角洲前缘有关的滑塌特征指示了沉积物向较深滨面下部—前三角洲地区搬运过程中重力流的影响。重力的影响加之海底梯度，改变了沉积能量和水深之间通常假定的线性关系（即较深水环境的环境能量有时会比浅水环境的沉积能量高）。该照片显示了 Waterford 组的细节（上二叠统 Ecca 群，卡落盆地）

海岸、浅海及海洋环境内沉积物的搬运和再沉积与几种因素有关，包括潮汐和正常波浪，间或有加强的风暴浪、比周围海水重的高密度流（重力流）和比周围海水轻的低密度（上浮的）流。正常波浪一系列水流，包括向海方向流动的（裂流）、平行海岸流动的（沿岸流）、与海岸斜交的（斜向流）、向着海岸的（残流）。潮汐主要通过海平面的升降来影响滨线，因此不仅改变波浪作用的位置，而且引起海陆之间有大规模的水体越过潮间带（前滨）流动。风暴通过增加它们的强度、产生动荡、水体及沉积物的突然向岸、向海移动来改变正常的波浪（Reading 和 Collinson, 1996）。除了（正常和风暴）波浪和潮汐作用之外，重力作用对很多浅海环境也很重要。重力流在任何斜坡都有可能发生，只要重力剪切超出水和沉积物混合物内部的抗剪强度。在浅海环境，重力流在较陡的（大约 0.3° 或更大）三角洲前缘 / 滨面地带尤其常见，有助于陆源沉积物搬运到较深的前三角洲和大陆架环境中（图 6–15）。低密度流或许也提供了这样一个机理：河流沉积物为何绕过河口湾搬运到大陆架，由于比周围海水密度小，以悬移方式搬运。主要靠风、波浪和水流的作用，低密度流可以携带陆源沉积物搬运至远离河口湾的地区，甚至超过大陆架边缘，直到悬浮载荷能量耗尽并在盆地中沉积下来。这些沉积物搬运机制可能改变沉积能量、颗粒大小和水深之间通常假定的线性关系，并且解释了水体变深而向上变粗序列的进积作用（更多详细论述见第七章）。

来自陆源、海岸侵蚀形成和滨面生成的沉积物，除了泥之外，不容易抵达大陆架。这是因为在正常天气情况下，浅水破浪更容易携带沉积物向陆方向搬运，因此，砂质沉积物保留在海滨和滨面地带（“滨海能量屏蔽”，图 6–16）。除了此能量屏蔽，唯一向海方向的正常波浪流（离岸流）消失于滨面下部。这种屏蔽可能被下列作用破坏

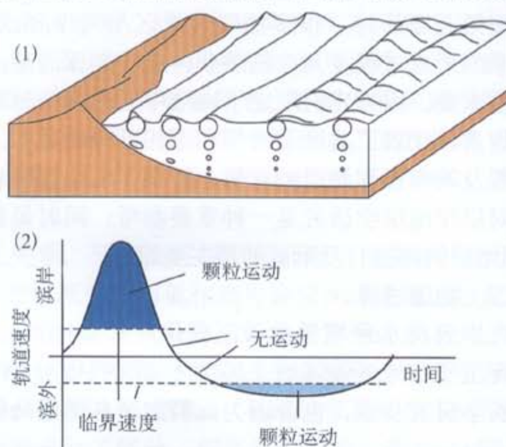


图 6–16　滨海能量防护（来自 Swift 和 Thorne，1991 修改）
(1) 随着滨线接近，波浪发生改变。轨道直径随着水深而降低，当接近海底时变得不对称，摩擦拖曳现象也增加。在晴天浪基面以下，波浪驱动轨道运动导致海底沉积物往复运动。(2) 浅水浪经过时对沉积物运动的影响。与过路的离岸浪相比，拍岸浪携带更多的沉积物

或“绕过”：①河流作用，尤其在河流洪水位期间，可能在河控三角洲前缘形成高密度（重力）流和（或）低密度流；②潮流，可能将“外来”沉积物从河口湾搬运到大陆架（Swift和Thorne，1991）；③风暴流，可能冲蚀任何海岸环境（河口湾或开阔滨线带）并且向海方向重新分布沉积物而进入内陆架；④重力流，除了与河流相关外，其可能重新分配来源于晴天浪基面之上的海岸侵蚀和滨面侵蚀的沉积物。上述任一过路机制都可以导致沉积物越过滨面而被搬运至大陆架。

2. *海岸—浅海剖面分带*

海岸到浅海环境如图6−17所示。海岸（无障壁岛海岸环境；图2−3、图2−4）和浅海之间以低潮线为界。从滨线向陆方向，风暴潮线为海岸和非海相环境的边界（图2−4）。滨

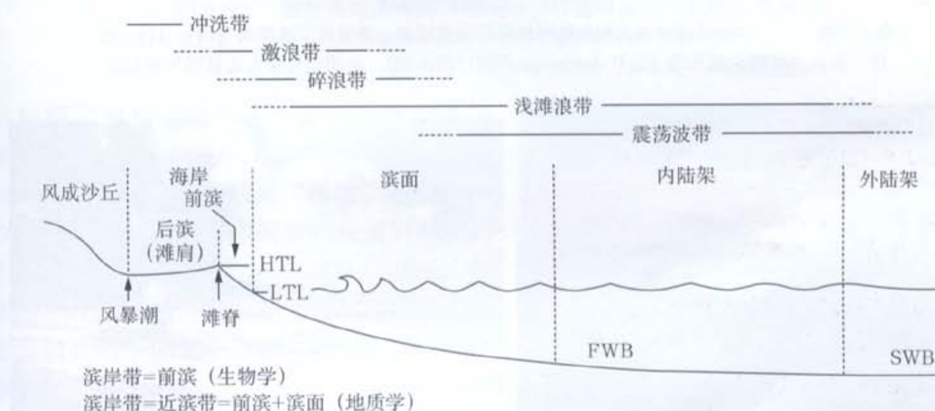


图6−17　倾向方向的海岸到浅海剖面（据Walker和Plint，1992；Reading和Collinson，1996修改）

显示各种不同的亚环境，它们的定义与高潮线（HTL）、低潮位（LTL）、晴天浪基面（FWB）和风暴浪基面（SWB）有关。波能对海底的影响朝岸线增加，被上凹动梯度（水压均衡）剖面所均衡。在海侵和强制海退期间，滨面剖面的保存倾向与波能均衡，这分别是波浪剥蚀面和海退侵蚀面形成的关键

岸带后滨滩脊是非风暴期海洋作用影响最远的界限（如图6−17、图6−18中的高潮线），将无障壁岛海岸环境分为前滨和后滨两个亚环境（图2−4、图6−17、图6−19）。

后滨（图6−19）只有在风暴期被水淹没，所以它大部分时间是暴露地表的，并且以停滞水体和潮湿条件为特征。在滩脊前端，前滨向海平缓的倾斜（图6−19），属于潮间带（图2−4、图6−17），并且以发育冲刷面分开的低角度交错层理砂体为特征（图6−20）。冲刷面代表了风暴事件，这时海滩地貌被改造。然而，低角度交错层理砂岩对应非风暴期，这时海滩被重建。通过冲刷面接触的层状砂体倾角的对比，反映了海岸地貌的变化，是不同风暴侵蚀的结果。除了低角度层理之外，低流态和高流态沉积构造都可能在潮间带（前滨）环境中形成，它们反映控制再沉积作用能量的大小。潮汐流可能形成不对称的底形，沿着退潮流或进潮流方向迁移（图6−21）。在两侧潮流强度相当的地带，接近潮下带会形成鱼刺状构造（图6−22）。在前滨带，波浪可能产生更高能的向陆和向海方向的水流（分别是冲流和回流），比潮流频率高，产生高流态构造，如剥离线理（图6−23、图6−24）。



图 6-18　开阔滨线滩脊

海滨环境，分开向海倾斜的前滨和向陆倾斜的后滨亚环境。滩脊指示高潮线（图 6-17）。左图：新西兰坎特伯雷平原（正好 Ashburton 河河口湾南部）。右图：加拿大北极梅尔维尔岛



图 6-19　开阔滨线海岸亚环境

见图 2-4 和图 6-17 后滨和前滨亚环境的定义。左图：后滨（潮上带）亚环境，在海泛期间（风暴）储集的停滞水体洼地。这种地区通常是高潜水面湿地（加拿大北极梅尔维尔岛）。右图：浪控海岸环境前滨（潮间带）亚环境。注意，地形剖面的倾斜方向导致控制前滨沉积的低角度层理的形成（巴巴多斯岛西岸）



图 6-20　浪控海滨岩石化前滨沉积（巴巴多斯岛西岸）

注意，冲刷面（箭头）区分了截然不同的由低角度层状岩层组成的前滨沉积体。每个地层组沉积响应一段正常时期，而冲刷面标志风暴事件

在海岸—浅海环境，波浪携带沉积物在海底滚动的能力向陆方向随着水体变浅是增强的。能量状态的这种变化要求海底坡度相应地改变，通过向海岸线方向梯度变陡来平衡。



图 6-21　潮控海岸的前滨（潮间带）环境（新西兰克赖斯特彻奇）

不定向（不对称）流痕，与优势涨潮流相关，代表了该环境内的主要沉积构造。左图：注意潮道出现在近照相机一侧。右图：潮汐波痕近照，指示从左向右的水流

这解释了海岸（前滨 + 滨面）带与波能均衡的上凹剖面（图 6-16、图 6-17）。在海侵和强制海退期间，滨面"梯度"剖面的保存分别是海蚀的波浪冲刷面和海退面形成的主要原因（图 3-20、图 3-27）。因此，波浪冲刷作用是较陡的上部滨面和较浅的河流以及较低的下部滨面剖面之间坡度差异的结果。



图 6-22　上部潮下带沉积中鱼刺状交错层理，指示等强度的退潮流和涨潮流

照片来自 Gog 群（下寒武统），Alberta Jasper 国家公园 Athabasca Falls

水深约为波长的一半时，波能就开始在海底产生效应（Walker 和 Plint，1992）。根据这一原理定义正常浪底和风暴浪底（图 6-17），因为风暴浪有更高的幅度和相对较长的波长。在晴天浪基面之上，波能在海底



图 6-23　高能前滨环境冲洗带，浪控海岸环境（新西兰，凯特伯雷平原）

左图：浪成高能回流，其强大的冲刷作用可能形成剥离线理。右图：由高能回流冲刷而成的剥离线理（脊和槽沟）



图 6–24　沿低角度层理面和岩石化前滨沉积岩的剥离线理（上部流体）（巴巴多斯西岸）

的影响朝滨线方向越来越大，并且随着水体的变浅，波浪移动轨迹变得越来越不均衡（图 6–16）。根据优势波效应，波能、轨道运动方式和摩擦拖曳面的变化造成了五个能量级别带的差异（图 6–17，Reading 和 Collinson，1996）。

（1）振荡波带：在沉积物表面，波的传递结果是沿波的传播方向作对称的直线型往复运动。

（2）浅浪带：波从对称的正玄曲线型到不对称的孤立波型之间变化，波速和波长减小，波高和波陡增加，只有波动周期不变。在沉积物表面，波动包括短暂向陆方向的涌流和相比周期较长、但能量较弱的向海方向的回流。因此，搬运的沉积物向陆方向比向海方向多（图 6–16）。

（3）破浪带：不断变陡的波浪，随着它接近海岸线，造成它向陆方向过陡并发生破碎。在破浪带，高能条件造成细砂临时悬浮，而较粗砂在底床沉积。

（4）拍岸浪带：波浪破碎，尤其是涌浪破碎，产生拍岸浪，此带内浅的高速孔（bore）从滨面直到前滨。粗粒沉积物朝陆搬运，而细砂和粉砂暂时悬浮呈浑浊物。

（5）冲洗带：冲洗带出现在波浪向陆穿过的顶界，此带内每个波浪产生浅的、高速、向陆方向的冲流，紧跟着甚至更浅的、向海方向的回流，并可能触碰海底后消失。上部的平坦底床或直立波浪 / 逆行沙丘在此带最常见。

因此，横跨滨面的一般趋势是：振荡流变换成不对称的、向陆方向能量渐增的流体（图 6–17）。底形反映了这种变化，显示从滨面的下部 / 中部（波纹和沙丘为主的振荡带和浅浪带）的低流态到滨面上部和前滨（具有剥离线理的上部平坦底床为主的破浪带、拍岸浪带和冲洗带；图 6–20、图 6–23、图 6–24）的高流态环境改变。

总的来说，前滨到滨面上部沉积物是海岸到浅海环境最高能量的沉积产物，并且总是具有最粗的沉积碎屑和最少的泥（图 6–25）。因而，这些沉积成为石油勘探和开发的主要目标区，它们的地层几何形态和储层性质反映了沉积物的补给性能，并随着海岸线迁移的类型和方向发生变化（图 5–7、图 5–26、图 5–27、图 5–44、图 5–56、图 5–57；第五章有相关的讨论）。

3．沉积物泥砂分配（budget）：正常与风暴环境

在正常天气状况下，振荡波和浅水波作用于滨面下部，而破浪 / 拍岸浪作用于滨面上部。相对弱的离岸（裂）流和沿岸流可能作用于具砂质障壁的滨线的滨面上部，但在其他



图 6-25 潮间带到潮下带上部相在海岸到浅海环境高能条件下的聚集

它们总是包括最粗沉积物碎屑（即海岸到浅海体系潜在的最好储层，含泥质最少）。左图：前滨到滨面上部砂岩，总厚度超过 30m。在这些岩石中会出现跟波浪和潮汐有关的沉积构造（沿岸古流向和潮流互相垂直）。这种沉积岩沿走向延伸远，可以形成最好的储层。露头照片显示了 Gog 群（下寒武统），Alberta Jasper 国家公园 Athabasca Falls。右图：砾质海滨沉积，显示高能海岸环境。这是一个凯特伯雷现代砾质海岸，与古代海岸相似（图 3-24、图 6-18）。此照片展示了南非 Plettenberg 海湾 Enon 组（侏罗系）

地带却无关重要。滨面容易发育平坦的、无沙坝的上凹剖面（图 6-26）。滨面下部和滨外带不受波浪影响，因此，其细粒沉积物呈悬浮状态搬运或被生物改造。在滨面上部和前滨带，与前浪带、破浪带和拍岸浪带相关的波生流携带沉积物向陆方向搬运。极少沉积物消失在向海方向的离岸流中，因此海岸发生加积变厚（Reading 和 Collinson，1996）。

在风暴期，损耗环境盛行。滨面上部和海滩被广泛冲蚀，海底梯度相对于正常环境变浅。沉积物向陆方向再沉积成为潟湖冲溢扇，向海方向，通过增强的离岸流和风暴流的冲刷产生滨外沙坝。因此，在正常情况下海岸加积变厚，而在风暴期则被冲蚀，这个过程定义为海岸旋回（Reading 和 Collinson，1996；图 6-26）。

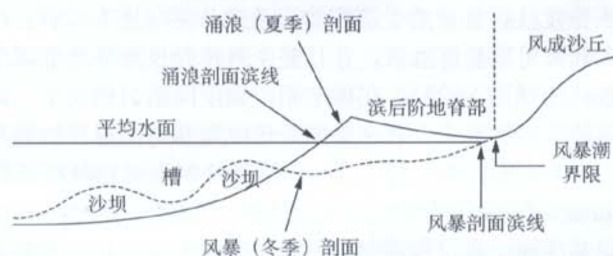


图 6-26 海岸旋回，变化的涌浪（正常）剖面

当明显滩脊形成时，滨面剖面是平坦的，后来的风暴剖面取代时，海岸被剥蚀，沉积物分布于滨面和陆架，从而滨外沙坝形成（据 Komar，1976 修改）

三、与滨线迁移有关的海岸到浅水体系的旋回性

1．正常海退环境

正常海退环境确定为海岸到浅海环境同期的加积和进积作用（图 3-35）。结果，滨线向海迁移，同时海拔增高。正常海退海岸环境表征为海退河口湾（三角洲）或开阔滨线，无论哪种情况，大量的砂可能被圈闭在海滨平原、滨面和三角洲前缘体系中，其中有些

体系可能沿走向潜在地横向延伸（图 5–7、图 5–44）。在海岸和近滨浅水环境，沉积速率（包括河流和沿岸流提供的沉积物）超过了由基准面上升产生可容空间的速率。

建立在滨面之外的沉积环境的性质取决于正常海退的类型，并且间接受相对于陆架边缘的海岸线位置的影响。在高位正常海退的情况下，由于海岸线在海侵阶段远离陆架边缘，内陆架和外陆架便容易确定（图 5–7）。砂质沉积物主要通过风暴潮供应到内陆架，形成砂岩夹层（风暴事件）和丘状交错层理页岩（正常期沉积产物）的特征层序。超过风暴浪底（图 6–17），外陆架沉积以细粒远洋沉降物为主。

相反，低位正常海退期，海岸线离陆架边缘更近，甚至在上部斜坡位置，因此，滨面沉积样式沿倾向直接进入深水环境，不存在大陆架过渡转换带。在这种情况下，整个海岸到浅海沉积作用可能限制在陆架边缘三角洲及其侧向相关的开阔滨线体系（图 5–44）。

2．强制海退环境

在基准面下降期间，非风暴期作用过程有利于沉积物从滨面下部向滨面上部和海岸运移，与不对称浅水波向陆的沉积物搬运有关（Bruun，1992；Dominguez 和 Wanless，1991；图 4–20）。尽管是高能环境，但由于来自滨面下部、河流体系和沿岸流较多的沉积物供应，沉积发生在滨面上部（即沉积物供应>环境流量能）。与滨面上部沉积同时，下部滨面侵蚀产生海退侵蚀面（图 4–20，流量能>沉积供应）。此冲刷面逐渐被进积作用下超并退覆于上部滨面强制海退舌形体之下。沉积和侵蚀作用那样进行，以至于上凹的滨面剖面在滨线强制海退期间保存下来，这就是海退侵蚀面首先形成的原因（图 4–20）。在滨面环境，从沉积到侵蚀机制的变化发生在沉积补给和环境流量能之间的平衡点处（图 4–20 中的杠杆点）。

在风暴期，增强的波能侵蚀海岸和部分上部滨面舌形体，有助于沉积物重新分布到较深的大陆架环境。海退侵蚀面继续形成，并且最后成为晚（最年轻）强制海退滨面斜坡向海方向沉积层序边界的一部分（据 Hunt 和 Tucker，1992）（图 4–23、图 4–24）。

向海方向海岸和滨面体系，由于滨线的快速后退，大陆架环境快速缩减，并且由于风暴浪底降落引起的不稳定性，普遍遭受沉积物再改造作用（图 5–26）。在基准面大幅度下降的情况下，整个大陆架可能暴露地表，并且整个海岸到浅海环境缩减至陆架边缘三角洲及其相关的开阔滨线体系（图 5–27）。在基准面小幅度降落的情况下，滨线没有到达大陆架边缘，强制海退陆架沉积物可能保存在强制海退底面和由海退侵蚀面与相对应整合面组成的复合面之间（上面）（图 4–23、图 4–24）。这些强制海退陆架沉积物与下伏高位陆架相有相似的沉积学特征，包括内陆架的丘状层理砂 / 页岩序列和外陆架的细粒悬浮沉积。因此，越过强制海退基准面，高位和强制海退陆架沉积物在岩心和测井上的区别是最具挑战性的（图 4–25），尽管在很大程度上，进积速率和整个地层几何形态的差异可以提供有用的提示。

3．海侵环境

伴随海侵基准面的上升导致前滨和滨面上部的侵蚀及滨面下部的沉积（Bruun，1962；Dominguez 和 Wanless，1991；图 3–20、图 5–6）。随着滨线海侵，在滨面上部的波浪产生侵蚀作用，以保存滨面的上凹梯度剖面。随着滨线海侵，造成的冲刷（浪蚀）面是高度穿时的。来自滨面上部侵蚀作用形成的部分沉积物向陆方向搬运，这与不对称波浪的运动有关，有助于后滨或河口湾混合物的形成，而一些细粒沉积物向海搬运以“愈合”滨面下部

的等深剖面（图 3–20、图 3–21、图 5–6）。

除了主要与海浪作用有关的后滨沉积作用和滨面下部体系的上超之外，与潮流有关的砂质巨厚层（macroform）也能形成于大陆架（图 5–57 至图 5–62，Posamentier，2002）。这种“陆架隆起”可能构成理想的地层圈闭储层，被海侵细粒沉积物包围，并且由下伏海退岸线沉积物受潮汐改造作用形成（Posamentier，2002）。在所有体系域中，砂质陆棚岩席和隆起最可能在海侵体系域中形成并保存，这是因为海侵期间浅海环境范围大，与上覆高位相堆积一起保护海侵沉积物免遭后来的陆上侵蚀作用。除了这些大型潮汐建造之外，其余的大陆架部分主要接受远洋沉积，因为较粗的陆源沉积物通常圈闭在快速加积的河流和海岸体系中。海侵期间，大陆架沉积物缺乏也可能导致凝缩层发育，甚至冲刷下伏海退沉积物（Loutit 等，1988；Galloway，1989）。

4. 总结

可以注意到，陆棚环境陆源沉积物供应在海侵和海退期间变化很大。这种差异受滨线可容空间和沉积作用之间的平衡控制。在海退时，滨线附近没有足够的可容空间容纳所有的河源沉积物，因此，剩余的陆源碎屑通过各种搬运机制被分布到滨面和陆棚环境（参考此章前面关于供应和搬运机制的讨论）。相反，海侵的特点是在滨线位置有过度的可容空间，因此，全部河源沉积物可以圈闭在后面的河流和海岸体系内。这样，几乎没有陆源沉积物能超出滨面下部而进入深陆架环境，尽管，像海侵陆架大型砂质建造的讨论中证明的那样，潮汐对下伏海退沉积物的改造作用仍然向陆架环境提供沉积物。海侵和海退陆架之间沉积物供应的差异是理解海岸到浅海环境砂岩穿时分布变化的关键。

第五节 深水碎屑岩层序体系

一、引言

对深水碎屑岩层序体系的研究，将限定在离散型大陆边缘这样一个构造单元中，其浅水及深水环境的界限由大陆架的边界所决定。在这样的盆地中，深水环境即大陆坡和深海平原（盆底）环境（图 2–3）。由于重力流的作用，深水环境中的海底扇复合体会捕虏大量的陆源沉积物。同样的，重力流的类型和规模也依赖于外部控制因素的相互作用，而这些因素对于沉积过程的影响在盆地的其他所有环境中也同样发挥着作用（图 6–27）。贯穿整个盆地沉积过程之间的这些显而易见的联系要求我们对搬运沉积物到深水盆地的重力流类型，至少在某种程度上要限定在可预测的层序地层格架内进行研究。

在所有地层层序中，深水体系构成了与同时期海岸线距离最远的一个部分，而正是由于其在盆地中的特殊位置，深水体系也是最难用层序地层学术语解释的沉积体系之一（Posamentier 和 Allen，1999）。除此之外，深水体系也可能缺少与滨岸—浅海相可比的物质联系，尤其是在海岸线远离大陆架边缘的情况下（图 5–7、图 5–26、图 5–57）。像这样的大陆架，其远端的沉积物很少，却可能是凝缩层（凝缩段）发育的最佳相带。另一种可能的情况是，由于水深快速增加或基准面降低，使大陆架边缘环境具有普遍的不稳定性，而这又会导致在外大陆架和上部斜坡单元的沉积物滑坡，从而使深水沉积的产物孤立并且有别于层序的其他部分。仅当海岸线与大陆架斜坡的边缘距离很近，大陆架边缘沉积了相当

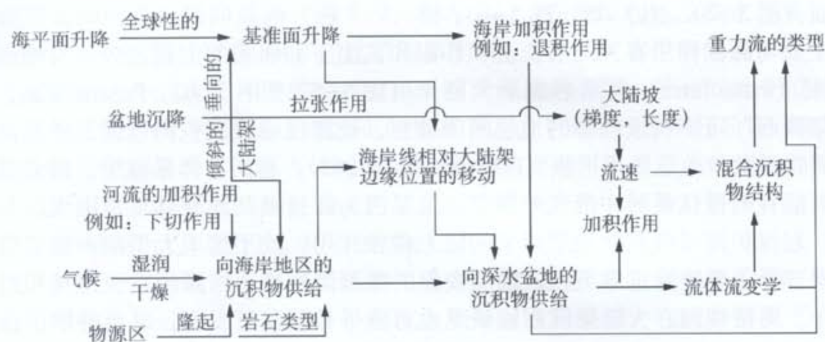


图 6-27　深水重力流的外源控制因素

数量的沉积物时，且在基准面非常显著的下降以后，大陆架才会暴露出地表。这种情况可能出现在强制海退晚期、低位正常海退期和海侵早期（图 5-27、图 5-44、图 5-56），伴随着各种海岸作用，沉积物便直接供给大陆斜坡和盆底环境。在这种情况下，深水沉积物与相邻的海岸体系的沉积物更加接近，虽然由于上部斜坡的沉积环境不稳定，层序的横向连续性可能存在缺失。

深水和浅水沉积体系之间普遍缺失物理联系之外，对它们的时间和相关系的细节分析也受普遍缺失充分的年代控制资料所阻碍。年代控制是能够补偿层序横向不连续性的唯一因素，但是有效的古地磁和放射性资料是不足以建立清晰的大陆架不整合和深海沉积物之间的联系。理论思考也许能克服这些现实的缺陷，而其正确性必然和层序模式建立中的最初原理一样好。

从研究现代模拟的困难角度出发，深水体系也是唯一与相关的河流—浅海相相对应的部分。一般来说，现代模拟对于理解古代沉积物有巨大的帮助，如海岸海蚀过程可能发生在海侵背景下（图 3-20、图 3-24 和图 3-26）。深水环境相对的难以接近使得地质学家们无法直接观察现今其中所发生的各种过程，这也多少解释了为什么与非海相、海岸和浅海等相关体系相比缺乏对深水体系的理解。

二、物理过程

深水环境四个主要过程有助于碎屑沉积的聚集：①在基准面大幅度下降后，大陆架边缘三角洲向上部斜坡的进积作用；②重力流；③等深流；④深海沉积。虽然半深海物质输入的周期性变化遵循海侵或海退的旋回性变化，但在深海中，从悬浮到沉积过程是持续进行的，它与基准面的变化并没有关系。在层序地层学中，等深流也缺少普遍的特征，其反映了与基准面变化无关的温盐环流的质量平衡作用。然而，大陆架边缘三角洲的进积作用的时间和重力作用的时间和本质特性，可能更与基准面的变化更相近而被模式化，下面将会简要的论述。

1. 大陆架边缘三角洲的进积作用

陆架边缘三角洲向大陆斜坡的进积过程可能发生在基准面下降后期和随后的基准面上升早期（图 5-4、图 5-27、图 5-44、图 6-28、图 6-29）。强制海退的大陆架边缘三角洲及其相关的开阔滨岸沉积物，受控于进积朵体的退覆几何结构，而这种进积朵体被陆上不



图 6-28 上部斜坡水道和与之有关的大陆架边缘三角洲（De Soto 峡谷，墨西哥湾；H.W. Posamentier 友情提供图片）

注意，曲流水道的适度弯曲模式，可以看出来大都靠近三角洲斜坡脚单元。大陆架边缘三角洲大概 2km 宽（水道的最上部），此水道的最大深度大约 275m

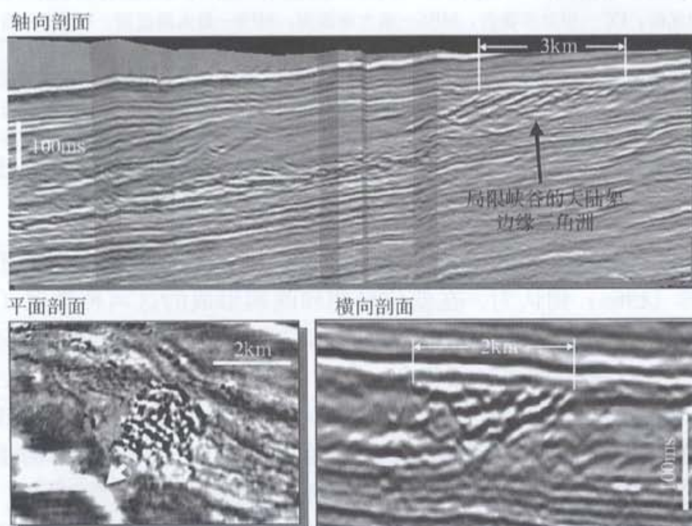


图 6-29 局限峡谷的大陆架边缘三角洲在轴向、平面、横向的剖面图（De Soto 峡谷，墨西哥湾；H.W. Posamentier 友情提供图片）

平面剖面中的箭头表示的是沉积物进积作用的方向。这个三角洲大约有 2km 宽、3km 长

整合所削截（图 3-22、图 4-15、图 5-4）。低位正常海退的陆架边缘三角洲及其有关的海滨平原呈现海岸加积作用和同期的进积作用，因而以存在三角洲或冲积形成的顶积层为特征（图 3-22、图 5-4）。

体系域	主要沉积作用	主要产物		层序面
		大陆架斜坡	盆底	
HST	深海 / 半深海的沉降作用	凝缩段	凝缩段	
				MFS
TST 晚期	泥石流	盆底槽，泥石流舌形沉积	泥石流舌形沉积	
				WTFC
TST 早期	低密度浊流 (2)	下切水道	堤成水道	
				MRS
LST	低密度浊流 (2)	下切水道	堤成水道	
				CC (3)
FSST 晚期	高密度浊流 (1)	堤成水道	前缘决口扇	
				WTFC
FSST 早期	泥石流	盆底槽，泥石流舌形沉积	泥石流舌形沉积	
				BSFR
HST	深海 / 半深海的沉降作用	凝缩段	凝缩段	

图 6-30　在图 5-7、图 5-26、图 5-27、图 5-44、图 5-56、图 5-57 中所示的基准面涨落循环的六个阶段中深水沉积单元的主要沉积作用和产物（大陆架斜坡与盆底）

HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；BSFR—强制海退的底面；CC—相对应整合；MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面；WTFC—趋势内相接触面。(1) 由于沉积物 / 水比率较高，流体趋于超载荷（即沉积物供给大于流体能量），因此加积于大陆架斜坡和盆底；(2) 由于沉积物 / 水比率较低，流体在大陆架陡坡上趋于负载荷，而在近水平的盆底趋于超载荷；(3) 据 Hunt 和 Tucker（1992）的观点。高密度浊流在较近源的位置形成的前缘决口扇规模较大（沉积物 / 水混合物中的泥质较少，因此发育出较短的堤并为决口扇的形成提供了较多的砂质沉积物），而低密度浊流在较远端的位置规模较小（较多的泥质使得堤发育出较长的距离，而较少的砂质也有利于堤的形成）

Hunt 和 Tucker（1992）认为这两种类型的大陆架边缘三角洲应置于不同的体系域，而 Posamentier 等（1988）则认为，在低位早期和晚期形成的这两种类型（图 1-7）应归于一个体系域。被削蚀的大陆架边缘三角洲是水位下降期体系域的组成部分，这与 Hunt 和 Tucker（1992）的“斜坡构成”相符合。它们与强制海退的海底扇（“盆底构成要素”，Hunt 和 Tucker，1992）同期形成，地层缺失即对应陆上不整合。大陆架边缘具有三角洲平原顶积层的三角洲都是低位体系域的上覆部分（早期上升的正常海退），它等同于 Posamentier 等（1988）的低位楔状体（图 1-7、图 5-4）。

大陆架边缘三角洲是沉积物进入深水环境的重要通道（图 6-28、图 6-29），也是海底扇最重要的物质供应者。如图 5-63 所示，在强制海退末期的海岸线附近，认为砂质沉积物的供给达到了极大值，这也是强制海退沉积物（下部）和正常海退沉积物（上部）之间边界的标志。这个结论是建立在强制海退和低位期正常海退的三角洲和相邻的河流体系在可容空间的差别上。

由于滨线负的可容空间，强制海退陆架边缘三角洲保留相对少的沉积物。河流搬运来的沉积物加上由于河流的下切作用而新生成的沉积物，主要以高密度浊流供给海底扇。盆

底和斜坡扇的沉积物分选极差，这也是深水体系沉积物结构上的一个主要特点，尤以砂质的前缘决口扇为代表（图 5–27）。

与此相反，低位正常海退期，由于陆架存在正的可容空间，砂体被圈闭在河流体系和陆架边缘三角洲，以至于输入深海的沉积物急剧的减少。在此时期，重力流依然存在，但包含了全部的细粒沉积物（低砂泥比），并由此产生更轻的沉积物和水的混合体。这些与砂质强制海退流体有关的低密度浊流向盆地的搬运距离会更远，主要导致盆底堤成水道沉积（图 5–44）。低位正常海退期海底扇体系的堤成水道，与曲流河体系的地貌特征十分相似，终止于更小更远端的前缘扇（图 5–44）。

与低位正常海退陆架边缘三角洲有关的低密度浊流向盆地的运移距离，比强制海退期形成的高密度浊流远，其原因有两个；第一，低密度浊流的运移需要较小的坡度，所以更适合在低梯度盆底运移（图 5–37）；第二，低密度浊流中的泥质含量越多，则形成的堤的范围越大，这使得低密度浊流被限制在盆底的范围内。低密度浊流中前扇远端总是比高密度浊流的前扇近端更小，这也是低密度浊流中泥质含量较多的缘故。

2. 重力流

重力流在基准面周期性变化的任何阶段都会形成，在强制海退的晚期最多，而在正常海退期最少（图 5–7、图 5–26、图 5–27、图 5–44、图 5–56、图 5–57）。前面已经论述过，重力流的类型、规模和砂泥比都会因体系域的不同而变化，至少在某种程度上，以与基准面的升降有关的可预测的方式发生变化（图 5–63、图 6–27、图 6–30）。

重力流特征		表现		控制因素
泥石流（粘性碎屑流）	沉积物的量	低或高，取决于侵蚀作用的程度	在强制海退早期和海侵晚期	大陆架边缘区域的侵蚀作用是由基准面下降期的浪基面下降或基准面快速上升期的水力不稳定性导致
	沉积物水比率（流体密度）	高（塑性流）		
	砂泥比	低，由于缺乏陆相沉积物的输入，海相沉积物占主要地位		
	最大粒径值	依赖于在大陆架或其周边被侵蚀沉积物的物性		
浊流（包含河源沉积物）	沉积物的量 沉积物水比率（流体密度） 砂泥比	高：在强制海退晚期 低：在低位正常海退期和海侵早期		与沉积物供给成正比。与河流和海岸的沉积量成反比：在河流和海岸体系沉积的沉积物越多，深水环境中的沉积就越少
	最大粒径值	基准面下降末期达最大 在低位正常海退期和后来的海侵期逐渐减小		与河流能量成正比，并且和河流的坡度有关：在基准面下降期河流的坡度趋于更陡，而在基准面上升期由于海岸加积作用而变缓

图 6–31 主要类型重力流的沉积特征

其他类型的重力流，如颗粒流、液化流和流化流，这些重力流一般不会独立形成，可能与重力流的牵引毯沉积伴生

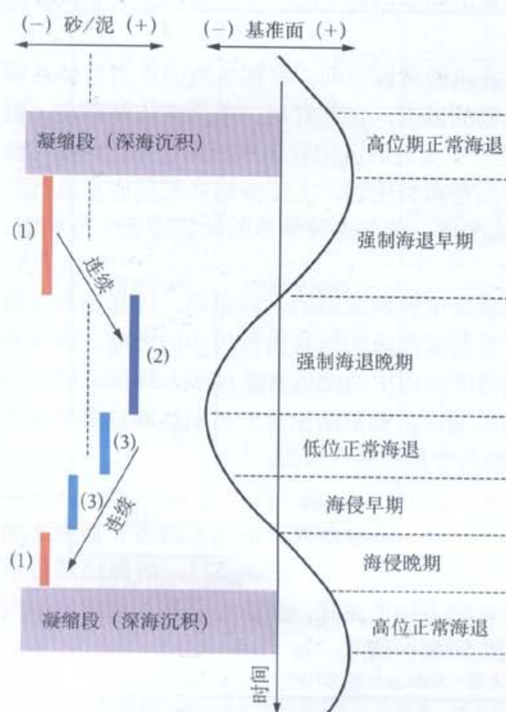


图 6-32　向深水环境供给沉积物的主要类型的重力流，与滨线迁移的特定阶段有关（由 Posamentier 和 Kolla 修改，2003）

随沉积物供给随时间逐渐的变化，重力流的各端元类型之间是一个连续的变化。(1) 粘性碎屑流（泥石流）；(2) 高密度浊流和颗粒流，形成近端前缘决口扇；(3) 低密度浊流，形成堤成水道和远端前缘决口扇

重力流向深水环境搬运沉积物的主要形式有粘性碎屑流（泥石流）和浊流（图 6-31）。另外，重力流的其他类型包括颗粒流（砂质非粘性碎屑流）、液化流和流化流，通常这些类型并不是单独存在的，而是和浊流的“牵引毯状沉积”成为一体（Stow 等，1996）。某一类型的凸显表明是沉积物向大陆架边缘（集结地）供给的一种作用，可能依次与海岸线相对大陆架边缘的位置和海岸线及大陆架边缘的基准面升降的方向和速率有关（图 6-32）。按理说，深水环境中的绝大多数陆源沉积物是在强制海退期沉积的，此时的大陆架存在负的可容空间。

接下来的部分，讲的是深水环境中的沉积组成，它们的形成可能与重力流的类型有关。不同的沉积单元，其岩性或者说储集物性有很大的不同，在钻井之前对它们进行分析和识别是石油勘探过程中及其重要的一步。沉积单元的成像是建立在对高分辨率三维地震数据的处理上，这已成为层序地层学模拟工作流程中的例行工作，也被称为“地震地貌学”（Posamentier，2000，2004a）。

三、沉积单元

深水碎屑体系的基本沉积单元包括海底峡谷充填沉积、浊流水道充填沉积、浊流堤和漫滩波状沉积、浊流决口扇复合体及泥石流巨厚层（Galloway 和 Hobday，1996；Stow 等，1996；Posamentier，2000，2003，2004a；Kolla 等，2001；Piper 和 Normark，2001；Posamentier 和 Walker，2002；Posamentier 和 Kolla，2003；Weimer 和 Slatt，2004）。一些沉积单元的形成与河道化流体有关（如受限于峡谷或堤成水道）；另一些与非河道化流体（如浊流决口扇或舌状泥石流）或漫滩沉积（如河道化重力流附近的天然堤和波状沉积物）有关。与河流体系作相比，深海“漫滩”环境即相当于海底的河道间地区，受深海或半深海沉积作用控制，也属于沉积物的补充注入，尤其是溢出河道化的细粒沉积物。这些细粒深海沉积物就相当于河流的河漫平原相。

重力流搬运的沉积物可能由原始的砂泥均匀混合物组成，其中各种粒度的比值取决于几个因素，如：①陆源沉积物供给；②海岸线（沉积物注入点）相对大陆架边缘的位置；③大陆架边缘的不稳定性；④海底坡度；⑤基准面升降的趋势和速率。在重力流搬运过程

中，原始的均匀混合物发生分离，导致了细粒与粗粒沉积物在不同沉积单元中的不均匀分布。当然，这使得不同海底扇复合体的相对储层物性有所不同，也暗示了勘探策略和制订钻井优先顺序的不同。

1．海底峡谷充填沉积

海底峡谷发育在大陆坡上，与较陡的坡度相伴生，在石油勘探中，这通常是风险很高的目标区域，因为深海泥质的沉积物易于从堤上滑塌并充填峡谷。由于在峡谷和堤中的压实作用不同，峡谷充填中的泥质曾被报道在地震反射上显示出下凹的特征（图6–33）。基于重力流各自的特征，峡谷充填在不同时期经历着不同的改造，所以甚至峡谷储层中砂质存在的地方也需要重点的划分（图6–34）。大陆架斜坡上的深海峡谷可以与上文提到的所有类型的重力流相伴生，从泥石流到浊流。

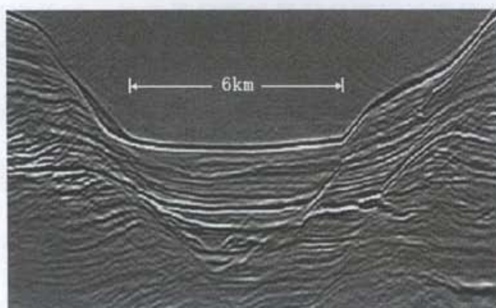


图6–33　由细粒沉积物所充填的深海峡谷从翼部崩塌，这时峡谷废弃（墨西哥湾；H.W. Posamentier 友情提供图片）

峡谷充填的泥质沉积物特征在地震反射上是下弯的（向上凹的）几何形态

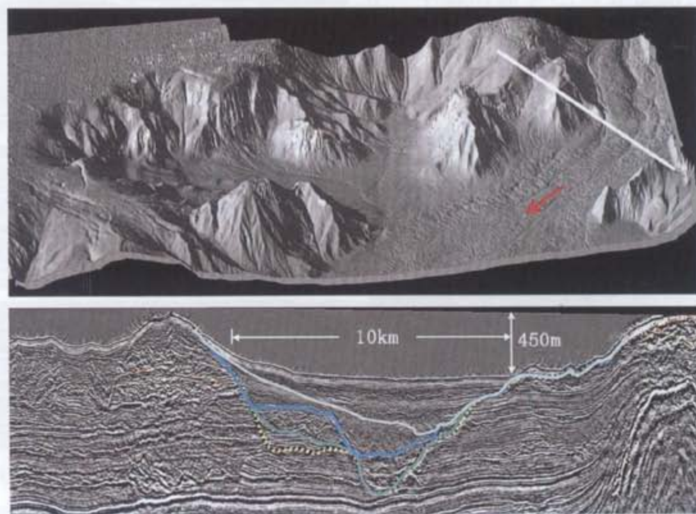


图6–34　密西西比峡谷的现代海底地震图像（上图）和横剖面图（下图；上图中白线指示的位置）（墨西哥湾；H.W. Posamentier 友情提供）

二维的地震测线显示出峡谷的复合体特征，其记录了与重力流的活动有关的加积和侵蚀的多阶段。上图的箭头显示了重力流的流向。对于规模，峡谷上部未充填部分约有450m高，充填部分约有720m厚

2．浊流水道充填沉积

浊流水道通常与重力流伴生，并在各种易变的地理条件下发育在大陆架斜坡或盆底上。海底水道与河流体系的某些特点相似，从形态上的直型到曲型，以及从下切作用到加积作用（Posamentier 和 Walker，2002）。如同在河流体系的条件下，下切作用与加积作用之间

的平衡与河流的能量与携砂量有关。如低密度浊流易于在大陆架斜坡上形成深切水道，而在高坡度海底负载不足；而高密度浊流由于其高负载，在大陆架斜坡上潜在的超负载，并在高坡度海底加积形成堤成水道（图 5–27、图 5–40、图 5–44、图 6–30、图 6–35）。与曲流河相似，海底水道会呈现出高弯曲度（图 5–46），与天然堤和决口扇构成一个整体。水道充填的沉积比天然堤沉积含更多砂质，因为较粗（重）的沉积物更易于在水道中沉积，并形成物性和连续性都很好的储层（图 5–41）。在海底，水道的长度往往与浊流的密度成反比。高密度浊流（含砂质较多，相当于强制海退晚期的浊流）沉积在靠近斜坡的底部，而低密度浊流（含泥质较多，相当于低位正常海退和海侵早期的浊流）向盆地搬运的距离更远，水道更长，常发育更弯曲和较高的天然堤。水道充填的砂质沉积物的特点曾经被报道，与堤和漫滩相较细粒沉积物相比，经压实作用后，呈现倒置的形态，地震反射资料显示为储层的一个有利的突起（图 5–47）。

3. 浊流堤和漫滩波状沉积

浊流堤与斜坡或盆底的水道相伴生，其形成与高密度或低密度浊流均有关，通常情况下，流体为超负载，更倾向于加积作用

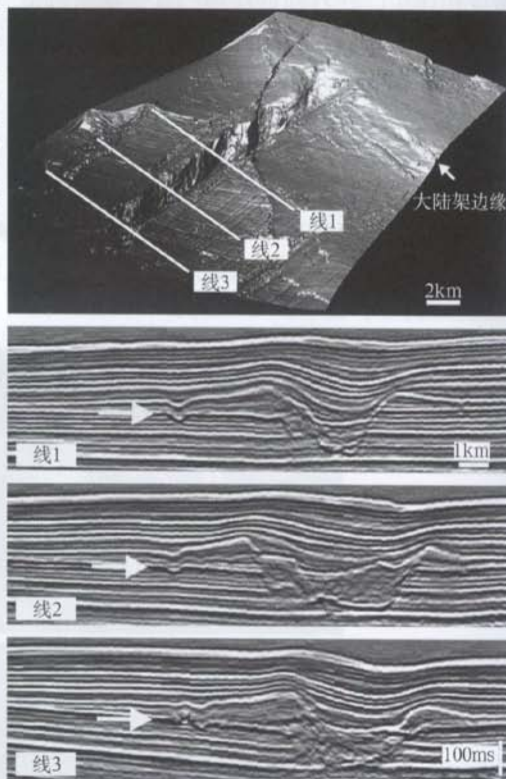


图 6–36 显示界面的三维图像（上图）和大陆架斜坡上部单元的三个地震横剖面（De Soto 峡谷，墨西哥湾；H.W. Posamentier 修改并友情提供图片，2004a）

面的三维图像显示出堤成水道底部的构造，其形成于基准面下降的早期与碎屑流共生的沟槽的形成期间。地震图上的箭头表示的是界面的三维图像中倾向沟槽的地层位置。这些资料显示出强制海退期大陆架斜坡上重力流类型的变化，从泥石流和共生的槽（强制性海退早期）到高密度浊流和共生的堤成水道（强制海退晚期），对于规模，水道宽约 1.8km，深从堤成水道的 175m 到大陆架边缘的 275m

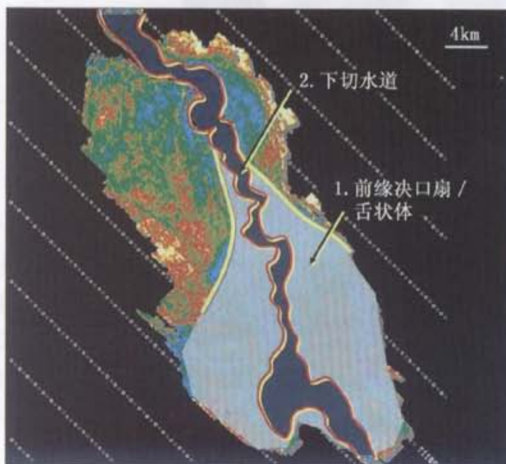


图 6–35 已解释的地震资料显示浊流水道下切至先前形成的前缘决口扇（大陆架斜坡环境，De Soto 峡谷，墨西哥湾；H.W. Posamentier 友情提供图片）

前缘决口扇与高密度浊流共生，并被解释为沉积于强制海退晚期。下切水道与低密度浊流共生，并被解释为形成于随后的低位期正常海退和紧接着的海侵早期

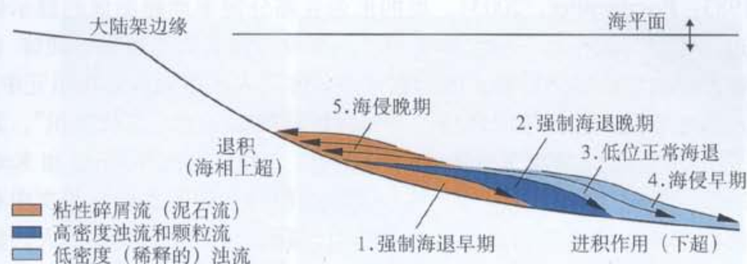


图 6-37　理想化的图 6-32 中形成于基准面旋回期间的海底扇复合体沉积结构

四个阶段中(强制海退早期到海侵早期)第一个阶段的扇发生进积,对应于重力流类型的变化,建立在假定流体的搬运距离决定于其流变性质上:泥石流由于其不连续的切变强度,搬运距离最短;浊流由于其流体性质,搬运距离最远,而搬运距离与其流体密度成反比。海侵期扇发生退积,是从流体到塑性逐渐变化的结果(浊流到泥石流),伴随着砂/泥比的下降。据一般情况,海侵期的海底扇更倾向于超覆于大陆架斜坡上(Galloway 的"海相上超",1989)。注意,图中重力流产物的垂向叠加代表了二维模式。在三维盆地中,不同舌状沉积的沉积作用场所的自旋回变化可能导致其沿不同的倾向剖面聚集。这是二维模式中一个普遍的问题。然而,一般的原则是与搬运距离相关的流体的流变性质一直是有效的。这个理想化的各种深水沉积相的相对沉积位置的模型可能因各类的沉积物供给和不平坦的海床地形而改变,也改变了重力流的类型

(图 5-40、图 5-48、图 6-36)。同样地,高密度浊流在大陆架斜坡上特别倾向于形成堤成水道,而低密度浊流则在盆底更易于生成此体系(图 6-30)。伴随着较细和较轻的沉积物从浊流水道中移离,天然堤捕获了最初沉积混合物中的较细粒部分。与低密度浊流相关的堤更容易在盆底发育,因为此环境富含细粒沉积物,易于远距离的保存和运移,为细粒沉积物分离和从水道漫溢到漫滩提供了更多的时间和更好的条件。因此,图 6-37 所示的高密度向低密度浊流发展过程中,最可能发育于低位正常海退和海侵早期远端扇体系的水道与发育最好的堤相伴生。同时,随着流体搬运距离的增加,泥质沉积物逐渐从混合体中流失,从而形成薄而低的堤(图 6-38)。当堤的高度低于一个临界值时,流体便失去了限制,这导致了能量的快速消失和前端(终端)扇的形成。

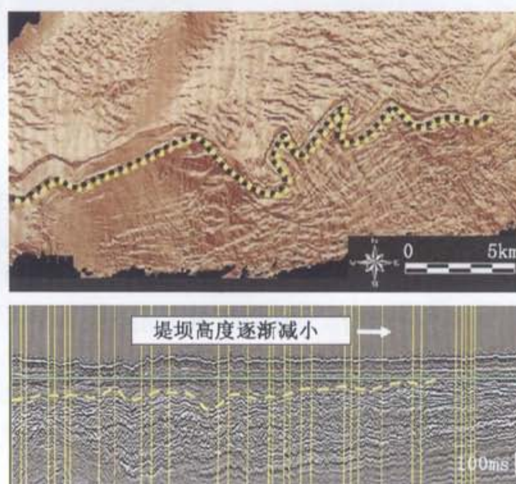


图 6-38　沿浊流水道的堤峰传播的地震轨迹(上图)在地震横剖面(下图)的显示(盆底环境,墨西哥湾;Posamentier 和 Kolla 修改,2003;H.W. Posamentier 友情提供图片)

地震轨迹(绿线)标记了堤沉积的顶部。堤的高度在向盆地的方向上减少,直至浊流没有更多细粒沉积物的供给以支撑堤的形成。当堤的高度减少至临界值以下,流体便变成无限制的并在堤成水道的末端形成前缘决口扇

作为流体流动的一个作用和伴生的溢出模式,堤的沉积物在水道弯曲带外部也倾向于变厚和砂质化(Posamentier,2004a;图 6-39)。人们注意到,堤通常有数米高,而外堤的地势起伏往往是内堤的两到三倍(Piper

和 Normark，1983；Posamentier，2003）。堤的形态在高分辨率地震图像的显示也揭示了在较陡的内堤一边，存在与沉积物不稳定伴生的滑塌擦痕和沿着堤墙滑塌的块体（图 5–47）。从勘探远景来看，堤的形成非常重要，因为它允许砂体进入水道或扇沉积单元中。

在堤之外，绵延数公里进入漫滩环境，其线性特征被定义为“波状沉积”，其形成可能与溢出物和脱离主水道的流体有关（Posamentier 等，2000；Posamentier 和 Kolla，2003；Posamentier，2003；图 6–39、图 6–40）。这些波状沉积物从地貌上看，与文中有关流态的图表中描述的河流和浅海体系中的直顶沙丘带相似，除非其发育的规模更大。深水扇状沉积物的间隔距离变化很大，从 50m 到 250m 不等（Posamentier，2003），这可能表明漫滩流体的能量（速度）不稳定。根据波状沉积物相对主水道的方位，可以推断出它们选择性地在主水道外弯的延伸部分形成，其波顶的方向和漫滩流的方向相垂直（图 6–39）。波状沉积并不一定和决口扇相伴生，当环境较活跃时，波状沉积与摆脱主水道的次级流体相关，与堤相比其包含的沉积物粒度较细。因此，各个深水沉积单元的石油储集性能依主水道、堤、漫滩波状沉积的顺序递减。

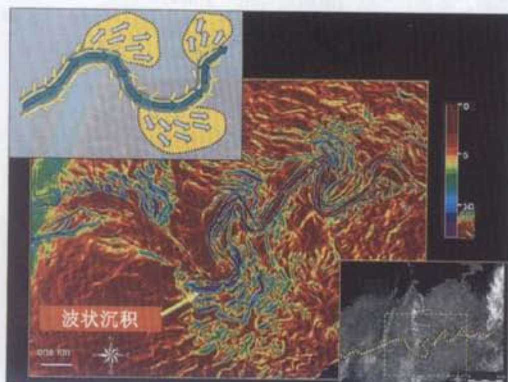


图 6–39　反射倾向振幅图，显示出波状沉积物，与在水道化盆底浊流沉积的漫滩部分的“带状流体”有关（更新世堤成水道，东婆罗洲海，Kalimantan，印度尼西亚；由 Posamentier 修改，2004a；H.W. Posamentier 友情提供图片）

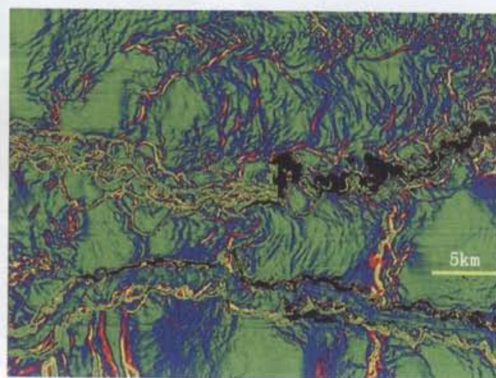


图 6–40　海底反射倾向振幅图，显示出波状沉积物与在水道化盆底浊流沉积的漫滩部分的“带状流体”有关（尼日利亚海，由 Posamentier 和 Kolla 修改，2003；H.W. Posamentier 友情提供图片）

4. 浊流决口扇复合沉积

决口扇可分为侧向决口扇（位于水道侧向，较为不重要；图 6–41）和前（末端）决口扇（位于水道前部，代表深水体系中最远的沉积单元，较重要；图 5–42、图 6–42、图 6–43），通常是由于流体能量降低，引起流体所携带的沉积物大量堆积而形成的。与泥石流的舌状沉积不同，浊流决口扇的形成过程是沉积物逐渐从流体中沉积下来，直至流体的能量全部耗尽，因此其位置相对大陆架边缘的距离很远，而前者由于流速的迅速降低，从而形成靠近大陆架边缘的近源沉积。在给定的离散型大陆边缘中，前端扇的位置取决于浊流的类型，正如已讨论水道的情况。高密度浊流可能在大陆坡的底部形成裙状的前端扇，其大陆坡上的堤成水道长度较短，而低密度浊流前端扇则在盆底形成舌状沉积，并发育十分

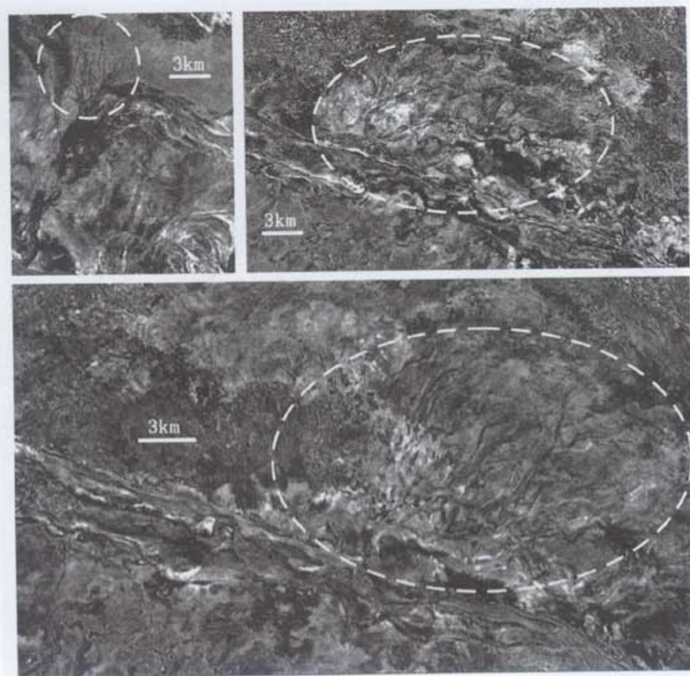


图 6-41　地震振幅提取图，显示了一些浊流在深水盆底沉积单元中形成的决口扇（墨西哥湾；H.W. Posamentier 友情提供图片）

完好的堤成水道。高密度浊流倾向于形成较大的前端扇，因为沉积物的供给量较大，而且只有少量原始混合沉积物留在水道堤体系中。相反的，低密度浊流的前端扇，其规模随着流体搬运距离的增加而变小。与此同时，扇缘可能具有较高的结构成熟度（纯砂质，即使数量较少且可能是较细粒的），而原始的沉积物 / 水混合物中最细粒的部分，在搬运的过程中与流体分离，并最终沉积于堤或漫滩中。

这些讨论显示了浊积储层非常复杂，其分布（在盆地中的位置）和性质（粒度和结构成熟度）取决于一系列有争议的机制，而这些机制则控制了沉积物的供给并决定了重力流的类型。浊流沉积体系中的两个主要沉积单元，即堤成水道和前端扇，它们两者的比例根本上是由流体的密度所决定的，或者说，是原始沉积物组成（沉积物 / 水、砂 / 泥比）的反映。高前密度浊流形成的储层由近源的端扇所主导，包括了大量富含砂的原始沉积物。相反，低密度浊流形成的储层则由充填堤成水道沉积所主导，其包含了原始沉积混合物中大部分的砂质沉积物（图 6-30、图 6-44）。剩余的砂质沉积物形成了规模相对较小的远端前缘扇，位于天然堤薄至临界高度之下的地区，而大量的泥质沉积物则形成了堤和漫滩（盆底）波状沉积（Posamentier 和 Walker，2002；Posamentier 和 Kolla，2003）。前端扇普遍包含席状砂岩，这与泥石流所形成的具有杂乱内部结构的席状或舌状沉积不同，而这两种沉积类型的沉积物厚度都可超过 100m（Posamentier 和 Walker，2002；Posamentier 和 Kolla，2003）。

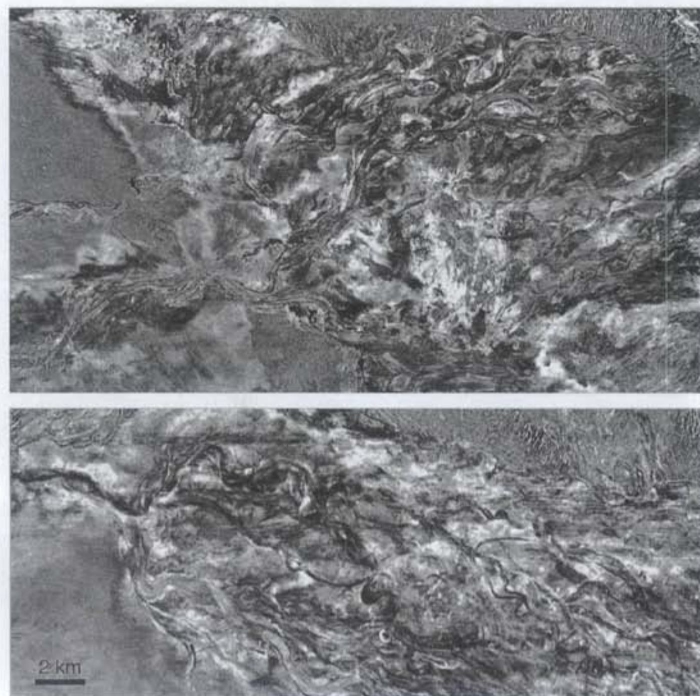


图 6-42 地震振幅提取图，显示了一些浊流在深水盆底沉积单元中形成的前缘决口扇（墨西哥湾；H.W. Posamentier 友情提供图片）

5. 泥石流（粘性碎屑流）巨厚层

泥石流巨厚层主要呈席状和舌状，最有可能形成于强制海退早期和海侵晚期，此时沉积物远离大陆架边缘而进入海盆，而波浪或水流能量变化造成了大陆架边缘地带环境的不稳定性（图 5-26、图 5-57、图 6-30）。上述基准面旋回的各阶段中，大陆架远端环境以细粒沉积物为主，这为重力流的形成提供了基础，并进一步凸显了泥石流的特点。

在深水环境中，泥石流沉积是海底扇复合体的一个十分显著的部分（图 6-44），并因此常被海洋石油勘探所涉及。由于泥石流沉积包含较多的细粒沉积物，故不能成为储层，而基于对泥石流沉积的这种认识和它与浊流沉积的不同，确定泥石流沉积便成了钻井前勘探阶段的具有决定性的可降低风险的因素。确定泥石流沉积的标志，是建立在从三维地震图像中观察到的地貌、地层和构造特征的基础上（Posamentier 和 Kolla，2003），后由流体作用期间沉积物 / 水混合物塑性流变的性状所解释。这些标志包括泥石流席状或舌状沉积底部明显的冲蚀地貌（图 5-33）、泥石流沉积底部的沟槽（图 5-34）或由于流体的运动导致上斜坡也保存的沟槽（图 6-36）、泥石流沉积内部的变形构造（图 5-35）和在泥石流席状或舌状沉积的顶部存在的内部逆冲断层和挤压脊（图 5-36）。

稠密的泥石流中，颗粒呈悬浮状态，这是由于沉积物 / 水混合体的粘性（基质强度），

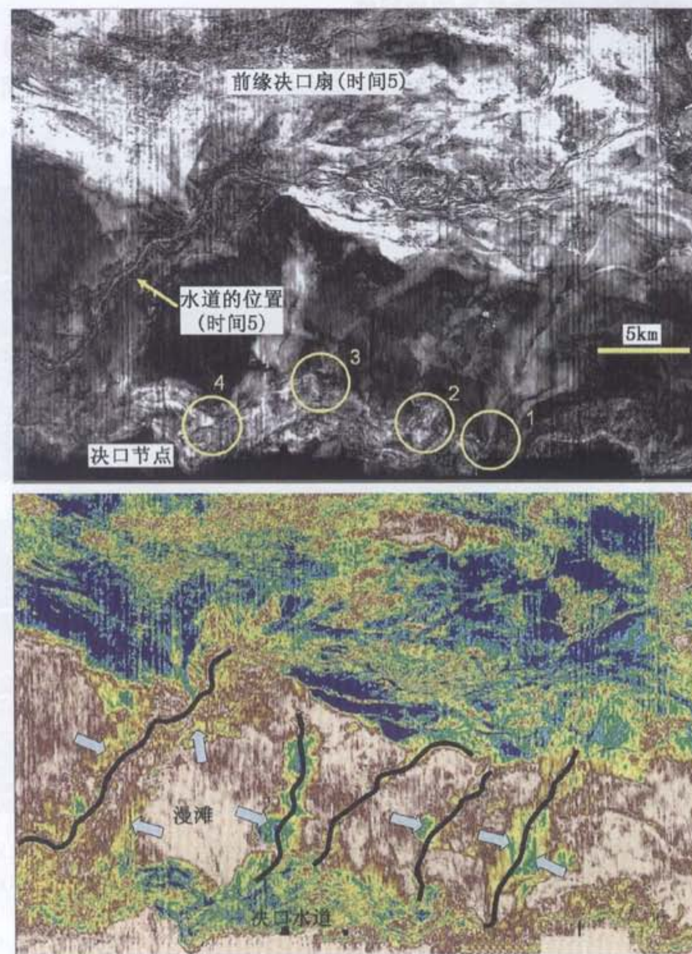


图 6-43　一个盆底前缘决口扇（分支河道复合体）的地震显示（墨西哥湾；Posamentier 修改，2003；H.W. Posamentier 友情提供图片）

注意前期形成的浊流水道的位置和随时间沿倾向方向上的决口节点的迁移。这些决口节点的迁移归因于外源的控制因素（如重力流流量和沉积物产量因基准面的改变而变化），与被解释为自生作用产物的向下迁移的决口节点模式相反（Posamentier，2003）

而不是水体的紊流或其他任何碎屑支撑机理所决定的，对于泥石流的非河道特征，即使是舌状沉积的横剖面也和水道的地貌有几分相似（图 6-45）。在这样的情况下，其水道的形态是由流体的冲蚀作用造成的（图 5-33），但这并不代表沉积物的搬运类型。泥石流的一个关键特征，即其减速和静止的趋势，解释了部分泥石流的识别要素。这种性状是由沉积物 / 水混合体不连续的抗剪强度所造成的，它不但与泥石流沉积中弯曲的地震相有直接关系（图 5-35），也与逆断层和挤压脊有关（图 5-36）。这些地层和构造特征，与泥石流的前部趋于先静止下来有关，一旦流体达到较缓的大陆架斜坡底部，便形成一个障蔽，后续余留的流体便进入此障蔽中。

四、与滨线迁移有关的深水体系的旋回性

由于深水环境的沉积物供给强烈依赖于海岸线与大陆架边缘（集结区）的接近程度，也依赖于海岸线的移动轨迹（海侵、强制海退或正常海退），所以深水重力流和沉积单元可预测的地层旋回是建立在其与海岸线迁移关系的基础上（图 5–37、图 5–63、图 6–30、图

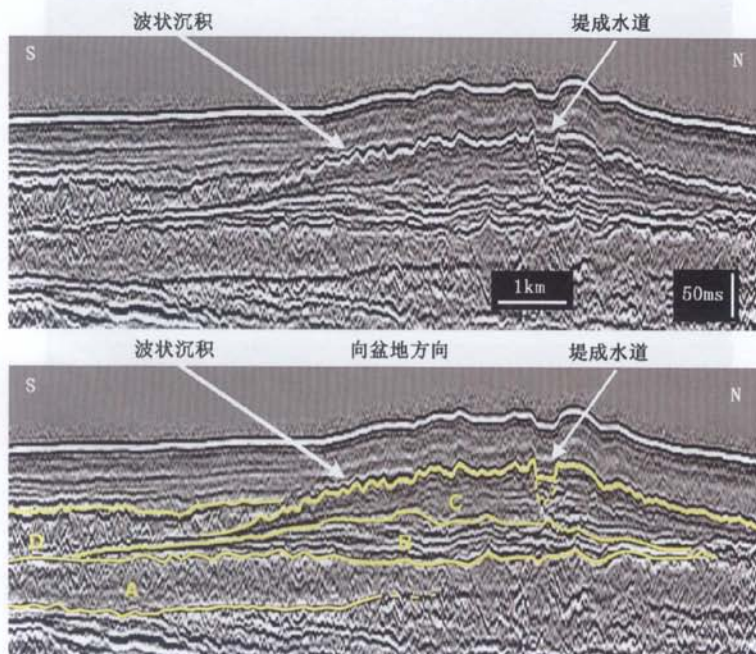


图 6–44 未解释的和解释的地震测线，显示了一个典型（并完整的）盆底中对应一个完整的基准面变化周期的重力流沉积序列（Posamentier 和 Kolla 修改，2003；H.W. Posamentier 友情提供地震图）

A—泥石流沉积（杂乱内部反射相），解释为对应下降早期体系域；B—浊流前缘决口扇（非常好的平行反射），解释为代表下降晚期体系域；C—堤成水道和相关的漫滩沉积（强反射与砂质水道充填和弱反射伴生 / 清晰相与细粒漫滩沉积伴生），解释为包括低位体系域和海侵体系域的早期部分；D—泥石流沉积（杂乱内部反射相），解释为代表了海侵体系域的晚期部分。注意重力流沉积从 A 到 C 逐渐进积至盆地中，并从 C 到 D 退积（对照图 6–37）

6–32、图 6–37、图 6–44）。此部分不仅概括了在基准面涨落的各个连续阶段中重力流类型的已预知的变化，也包括了海岸线变化的每个阶段中，深水斜坡的各个沉积单元和沉积趋势与盆底环境之间的对比（图 6–30）。

1．高位正常海退

没有一个具有重要意义的重力流被认为是在高位正常海退期进入深水环境的，因为此时沉积物的注入点距离大陆架边缘非常远，而且大陆架外部到上斜坡单元的等深环境相对稳定（图 5–7）。深海沉积是在发生在大陆架远端的主要沉积作用，其结果是在深水环境中形成了从大陆架外部到深水（大陆架斜坡和盆底）广泛分布的凝缩层（图 5–7、图 5–63、图 6–30、图 6–32）。

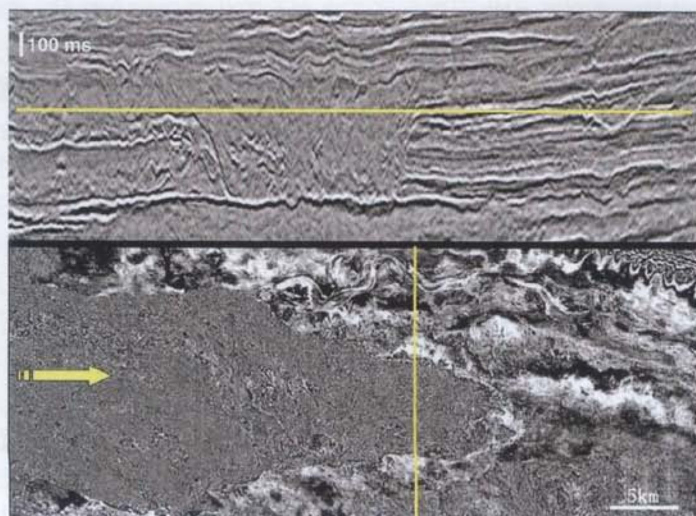


图 6-45 一个穿越更新世位于大陆坡坡脚的泥石流舌状沉积的横切面和平面图（分别为上部和下部地震图）（墨西哥湾；H.W. Posamentier 友情提供图片）
注意横观朵体，由于泥石流沉积物的运动使实际的侵蚀减弱而导致舌状沉积类似一个水道的形状。然而，通常意义上流体并没有“水道化”

2. 强制海退早期

尽管此时的海岸线仍然远离大陆架边缘，但当基准面降低至某一程度，引发浅海远端等深环境的快速变化和风暴浪底的降低，便造成大陆架边缘环境的不稳定和沉积物的再沉积作用，并伴有重力流的发生。这些流体主要包括高位正常海退期大陆架外部沉积的细粒沉积物。因此，强制海退早期的主要重力流以泥石流为代表（图 5-26、图 5-63、图 6-32）。这种粘性碎屑流具有不连续的抗剪强度（塑性性状），这导致了流体在减速过程中的“冻结”（Stow 等，1996）。这一特性在地震剖面上表现为明晰的杂乱相，如下伏基底的有效冲蚀、下伏地层的重大侵蚀、内部逆断层和在沉积顶部与其伴生的挤压脊（图 5-33 至图 5-36）。由于这些沉积物的塑性流变性状，泥石流相对浊流搬运的距离较短，并且其产物可能是斜坡扇 / 裙沉积的一部分，但不一定受此限制（图 6-37）。海底的沉积作用主要受陆坡上的冲蚀作用（如图 6-36 的沟槽）和沉积物向斜坡坡脚和近源盆底环境聚集的影响（图 5-26、图 6-30）。

3. 强制海退晚期

强制海退晚期是形成海底扇的最重要阶段，此时，陆源沉积物进入深水环境的量达到最大。临近大陆架边缘的沉积物注入点和大部分暴露地表的陆架上负的可容空间（图 5-27）一起导致大量的砂质沉积物经由高密度浊流搬运至深海盆底（图 5-63、图 6-32、图 6-36）。在深水环境中，强制海退晚期是基准面升降的所有阶段中沉降速率最高的一个时期，并且大量的砂质浊积岩沉积于靠近斜坡与深海平原分界处的近源前决口扇（图 5-42）。与下伏的泥石流沉积不同，这些砂质的舌状沉积的特点是在地震反射上有较高的振幅，并具有明显的层状结构（图 5-32、图 6-44），这表明：①伴随海底坡度的减小，流

体连续减速；②流体负载的沉积物逐渐沉降下来直至流体能量完全耗尽；③沉积物颗粒相对较粗的特性。

因为浊流具有流体的性质，而不具有内在的抗剪强度，所以其不会在减速时冻结。这种流体性质使浊流能够在坡度更低的海床上，与下伏的泥石流沉积相比，会向盆地搬运得更远（图 6–37、图 6–44），尽管它们也可能在某些地区会叠置在一起（图 5–32）。与泥石流的产物那样，高密度浊流的产物也可以是斜坡扇 / 裙的一部分，虽然不受此限制。由于高密度浊流处于超负载状态，一般认为其在大陆坡和盆底发生加积作用，甚至在流体能量最高的陡坡上。堤成水道的加积作用在大陆坡上处于支配地位（图 5–39 至图 5–42、图 6–36），而盆底则主要接收来自前缘决口扇的沉积物（图 5–27、图 5–42、图 6–30、图 6–44）。

4．低位正常海退

基准面上升早期，陆架上可容空间的产生导致向深水盆地供给的砂质沉积物的量净减少，因为有相当量的河流沉积物（尤其是粗碎屑部分）被圈闭在河道混合充填沉积和加积海岸体系中。陆源沉积物在基准面上升早期在陆架上的聚集，导致越过相对应整合面从高密度流向低密度流的改变（Hunt 和 Tucker，1992）（图 5–63）。虽然浊流的密度由沉积物 / 水的比例来衡量，而基准面上升导致的浊流由高密度向低密度转化说明并不只是向深水环境输送的沉积物减少，也说明流体中沉积物的砂 / 泥比变小。因此，陆源沉积物的流入供给了强制海退晚期的高密度浊流，其包含了所有河流沉积物碎屑，而此时越过大陆架可容空间是负的。相反的，随着大陆架的可容空间变为正的，粗粒的河流沉积物最先在由河流到海岸体系的加积过程中沉积下来，剩下的细粒部分依然可以供给低位正常海退的低密度浊流。这解释了图 5–63 所示的砂 / 泥比穿过相对应整合而发生突然的降低。

河流搬运的沉积物超过大陆架有效可容空间的剩余部分则由低密度浊流搬运形成海底扇（图 5–44）。因为这些变弱的低密度浊流相对于之前强制海退晚期的浊流，搬运的全部是细粒沉积物，所以盆底形成的堤的距离更长，这使得流体能够穿越深海平原向盆地搬运更长的距离（图 6–37）。这解释了为什么低密度浊流普遍伴生较小且较多的远端前缘决口扇，此地貌特征也反映了其低砂 / 泥比的特点。由于河流搬运来的沉积物向深水环境的供给量净减少，所以低位正常海退期海底扇的沉积速率也相应的减小。低位正常海退期的低密度浊流，在大陆架斜坡上趋于负载荷而形成下切水道（图 5–45），而在盆底呈超载荷并主要形成堤成水道沉积单元（图 5–44 至图 5–48、图 6–30、图 6–44）。低密度浊流在大陆架斜坡负载荷的特点与其沉积物 / 水的比例较低有关，因为搬运的沉积物不足以补偿在相对较陡的海底流体的高能量。这些流体只会在近水平的表面变为超负荷（因此发生加积作用），此时，流体的能量降低至支撑所有悬浮沉积物的界限之下。

5．海侵早期

在海侵的早期，海岸线仍然处在大陆架边缘区域（图 5–56），并由此为部分河流搬运来的沉积物与滨面上部由波浪冲刷作用改造的沉积物提供了一个被低密度浊流搬运至深水盆地的机会。相对于早先海退的浊流，这些浊流被认为密度更低，因为河流搬运的和海岸侵蚀产生的大量沉积物都沉积于后退的海滩、河口湾复合体和愈合相楔形体（图 5–56、图 5–63、图 6–32）。与低位正常海退相反，海侵时河流与海岸体系的砂沉积效率非常高，基

准面上升速率的增加更加强了这种作用，使可容空间的增长速率超过了沉积速率。相对于早先的低位正常海退，海侵早期变弱的低密度浊流，鉴于其沉积物 / 水混合物的密度较低，其向盆地搬运距离更远（图 6–37）。与此同时，深水环境的沉积速率也被认为降低了，与基准面开始上升时的趋势一致。基准面上升速率随时间的增加驱动了此趋势（图 3–19），这导致：①河流与海岸体系更加有效地圈闭河流搬运来的沉积物；②供应深水环境的砂与总体沉积物响应减少；③浊流变稀，伴随着砂 / 泥比的降低和相应的储层性质变差；④深水环境的沉积速率减小；⑤重力流搬运距离的增加（即图 5–63、图 6–37 中的“进积趋势”）。与浊流向盆地进积的趋势相似，深水愈合相楔状体随着海侵的开始而形成，并从斜坡脚开始逐渐地上超至大陆坡（图 3–22、图 5–56）。深水愈合相沉积持续整个海侵阶段，这类“海侵斜坡裙”的特征将在后面的章节中进一步讨论。

与低位正常海退的浊流相似，海侵早期的低密度浊流仅在近水平的盆底可能变为超负荷，在此处流体的能量逐渐降低至零。其结果是，海侵早期浊流在大陆架斜坡上易于形成下切作用（图 5–45），同时期在盆底上则形成堤成水道（图 5–46 至图 5–48、图 5–56、图 6–30、图 6–44）。

6. 海侵晚期

海侵晚期，海岸线远离大陆架边缘（图 5–57），加上非海相和海岸体系中沉积物的有效沉积，大大减少了河流搬运的沉积物进入深水盆地的机会。然而，大陆架边缘快速增加的水深造成了水动力普遍的不稳定，导致沉积于大陆架和上部斜坡的细粒沉积物发生改造，这解释了深水环境中的泥石流现象（图 5–57、图 5–63、图 6–32）。这些泥石流，由于其塑性特征（不连续剪切强度），相对于先前的浊流搬运的距离较短，所以可能会发生退积并上超于大陆架斜坡上，形成一个具有“海相上超”的“海侵斜坡裙”（Galloway，1989；图 4–2、图 6–37）。这个向陆的转换与沉积物上超于大陆架斜坡的时间点在图 5–63 和图 6–37 中被提到，即“退积趋势”。

海侵期的泥石流沉积物与强制海退早期的塑性碎屑流在地震反射和水平剖面上可能表现出相同的特点（图 5–33 至图 5–36、图 6–44）。如同强制海退早期泥石流的情形，与海侵晚期海底作用相关的重力流受大陆坡的冲蚀作用（如图 6–36 中的沟槽）和沉积物在斜坡脚及近源盆底单元的沉积（图 5–57、图 6–30）所主导。

除了上文所述的主要形成与点源沉积物供给伴生的海底扇的重力流之外，在滨线海侵时深水环境也可以形成愈合相楔状体（图 3–22、图 5–56、图 5–57）。这些楔状体也可能包括大量的沉积物（图 3–22），但与海底扇相反，沉积源可能被认为是线性的，并且沉积物的搬运主要依靠扩散作用而不是水道化作用（见图 3–22 剖面中相对于最近的水道流的“漫滩”位置；图 5–56、图 5–57；有关愈合相楔形体的更多细节见第五章）。深水愈合相楔形体发育于海侵的所有阶段，并逐渐上超至大陆架斜坡（图 5–56、图 5–57）。这种向陆的转换（后退）随着沉积物向大陆架斜坡的上超点的时间也被定义为“海相上超”，如同海侵晚期泥石流沉积的情形（图 4–2）。值得注意的是这两种类型的“海侵斜坡裙”在深水环境中都可以被识别，并都与退积和海相上超伴生：一种类型由海侵晚期泥石流沉积组成，是海底扇复杂沉积的一部分（图 6–37），第二种类型由愈合相沉积组成，其沿着走向有更好的发育（图 3–22、图 5–56、图 5–57）。沿着倾向二维地震测线截取的海侵斜坡裙的类

型取决于与海底扇复合体和其补给峡谷或水道有关的交叉剖面的位置。同样的，置于海底扇复合体的“水道间”区域的二维横切剖面极有可能找到海侵愈合相楔形体（图 3–22）。

五、小结

在基准面变化的整个周期中，重力流各种类型的变化（图 5–37、图 5–63、图 6–30、图 6–32、图 6–44）使得形成深海舌形体的沉积场所发生变化，如图 6–37 所示。假定一个具有平坦等深剖面的海底，且在一个基准面升降周期中沉积物的供给没有发生明显的变化，海底扇舌形体的进积作用一般被认为是从强制海退早期的泥石流沉积开始，到海侵早期的低密度浊流结束。在此进积作用之后，海底扇舌形体的退积作用被认为是发生在海侵期，伴随着低密度浊流到泥石流的转换（图 6–37）。我们注意到，一维或二维的模型（图 5–63、图 6–37）并不必然的反映一个真实的三维盆地，因为它们忽略了深水沉积体系中各种不同的结构单元的自旋回横向变化。这意味着图 5–63 中的综合剖面可能不一定反映一个位置的垂向相变，但是它可能由不同时代的几个部分组成，它们位于海底扇复合体的不同位置。牢记这一点，在解释强制海退时的深水基底面时必须十分的小心（图 4–27），除非其确实与强制海退最早期的重力流产物的基底有关，否则会将其与海底扇复合体沉积中较年轻的舌形体的基底接触的沉积相相混淆。

深水储集层的质量和分布主要依赖于沉积物的供给（如上所述，依次由其他第一级次的机理控制）、盆地地形和重力流的类型。假设一个盆地平坦的等深剖面，斜坡扇 / 裙可能包括较多结构不成熟的沉积物，因为其较短的搬运距离，也可能是泥石流或高密度浊流形成的产物。高密度浊流的产物，无论分选临界程度如何，都可以形成深水体系中品质最好、规模最大的储层，因为其具有高的沉积物供给，加上最高的砂 / 泥比，通常形成于强制海退晚期。这种类型储层的主要沉积单元是以前缘决口扇为代表。盆底扇主要和低密度浊流有关，这种流体能够搬运很长的距离，且形成的储层主要为堤成水道。这些盆底扇也包含有前缘决口扇，其可能具有较好的结构成熟度（因为泥质在搬运过程中被分离并沉积于堤中），但从体积上看，相对于堤成水道其重要性较小。

相对于同源的河流到浅水体系，深水碎屑体系在过去较少被人注意，部分原因是深水区域的勘探和钻井的技术难度较高。近些年，地震勘探和钻井技术的改进使重点发生了改变，将浊积岩储层带到了石油勘探的前沿。当然，海上勘探更具挑战性且费用更高，所以必须在钻井之前，做好各种工作，建立详细和准确的地层模型。简单的模型如图 5–63、图 6–32 和图 6–37 所示，其只涵盖了一般的理论原理，而考虑到每个特定盆地的实际，则需要在针对各个情况进行再三评价。

目前，深水环境仍然相对难以接近，这就使地质学家无法直接观察现今其中所发生的各种过程，这多少也解释了相对于河流的、海岸的和浅海的等体系，人们为什么对于深水体系普遍缺乏理解，然而，地震数据采集和处理领域的技术进步弥补了易受影响的深水环境的现代模拟的缺乏，这些技术考虑了体系结构的高分辨率三维图像和深水体系的演化过程（图 5–33 至图 5–36、图 5–39、图 5–48）。有关深水油气储层和其他沉积单元的特征的最新研究成果已经由 Posamentier 与 Kolla（2003）和 Weimer 与 Slatt（2004）出版发表。在缺乏现代模拟方法的情况下，为了观察现今重力流在深水环境中的运动，露头分析对于研究小规模的沉积、浊流的物理（储层）特性和其他与重力流相关的沉积相特别有帮助（图

4–27、图 6–46、图 6–47），也包括其大规模的体系结构（Wickens，1994；Scott，1997；Scott 和 Bouma，1998；Bouma 和 Stone，2000）。

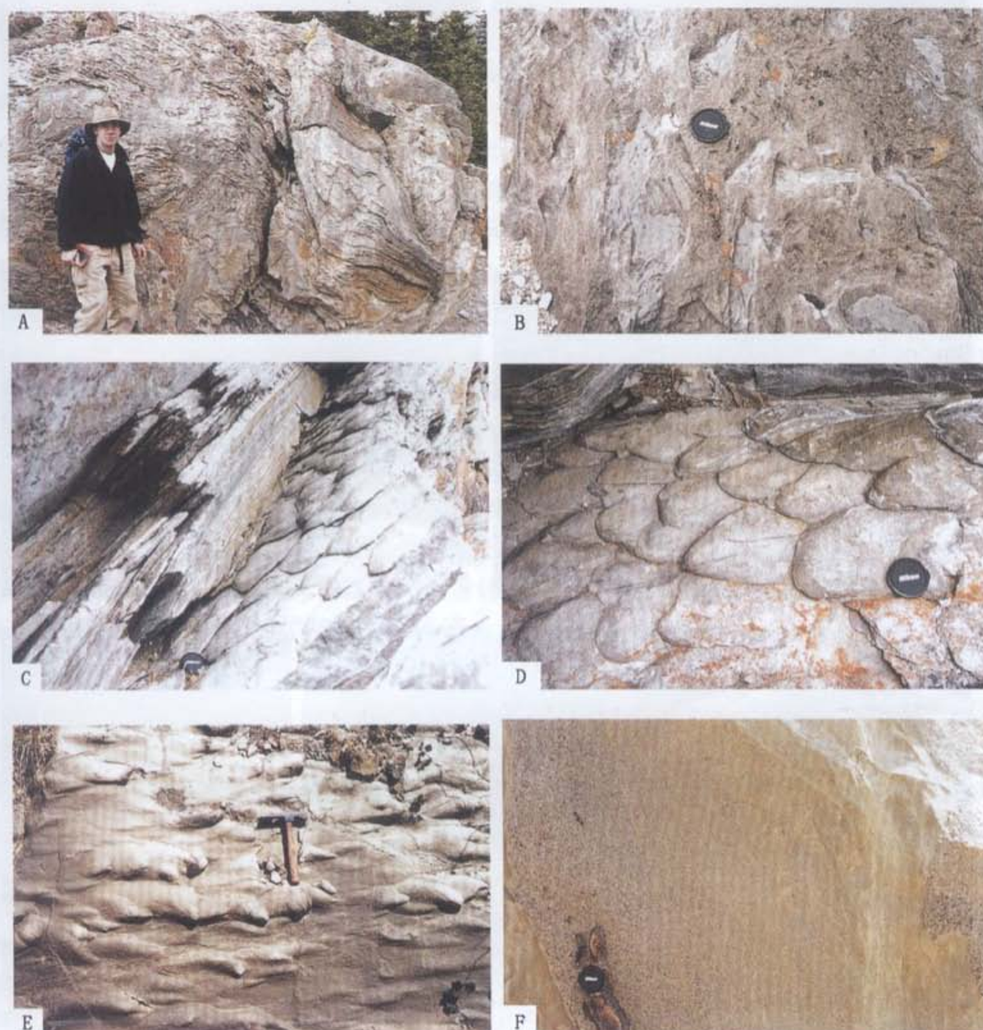


图 6–46　深水相露头的沉积学特征

A—大陆坡单元中的滑塌沉积，显示出未胶结沉积物的内部塑性变形。滑塌表明大陆架边缘不稳定，一般与深海条件快速变化时期有关，如强制海退和海侵期间。此例中的岩性是以碳质砂岩和粉砂岩为代表（泥盆系，Sassenach 组，碧玉国家公园，阿尔伯达）；B—图片 A 中滑塌构造底部的深海沉积物的撕裂碎屑。深海沉积物先于滑塌沉积于大陆坡（泥盆系，Sassenach 组，碧玉国家公园，阿尔伯达）；C—远端前缘决口扇相，显示出浊积韵律底部的槽痕，包含鲍马序列的 B—E 段。这个图片中的接触关系区分了上部的半深海沉积（但是较老的地层；E 段）和平行层理砂岩（下部，但因地层翻转较年轻；E 段）。近源前缘决口扇相可能是图 4–27b 中显示的相同的深海扇复杂体的一部分（前寒武系 miette 群，阿尔伯达碧玉国家公园）；D—浊积韵律底部的槽痕（图 C 中更多细节）。注意到古流体方向是从左到右（前寒武系 miette 群，阿尔伯达碧玉国家公园）；E—浊积韵律底部的槽痕（图 C 中更多细节）。注意，古流体方向是从右到左（古近系，巴巴多斯合生棱柱）；F—浊积韵律显示出一个向上变细的趋势（从左到右变年轻），包含鲍马序列的 A—C 段（古近系，巴巴多斯合生棱柱）

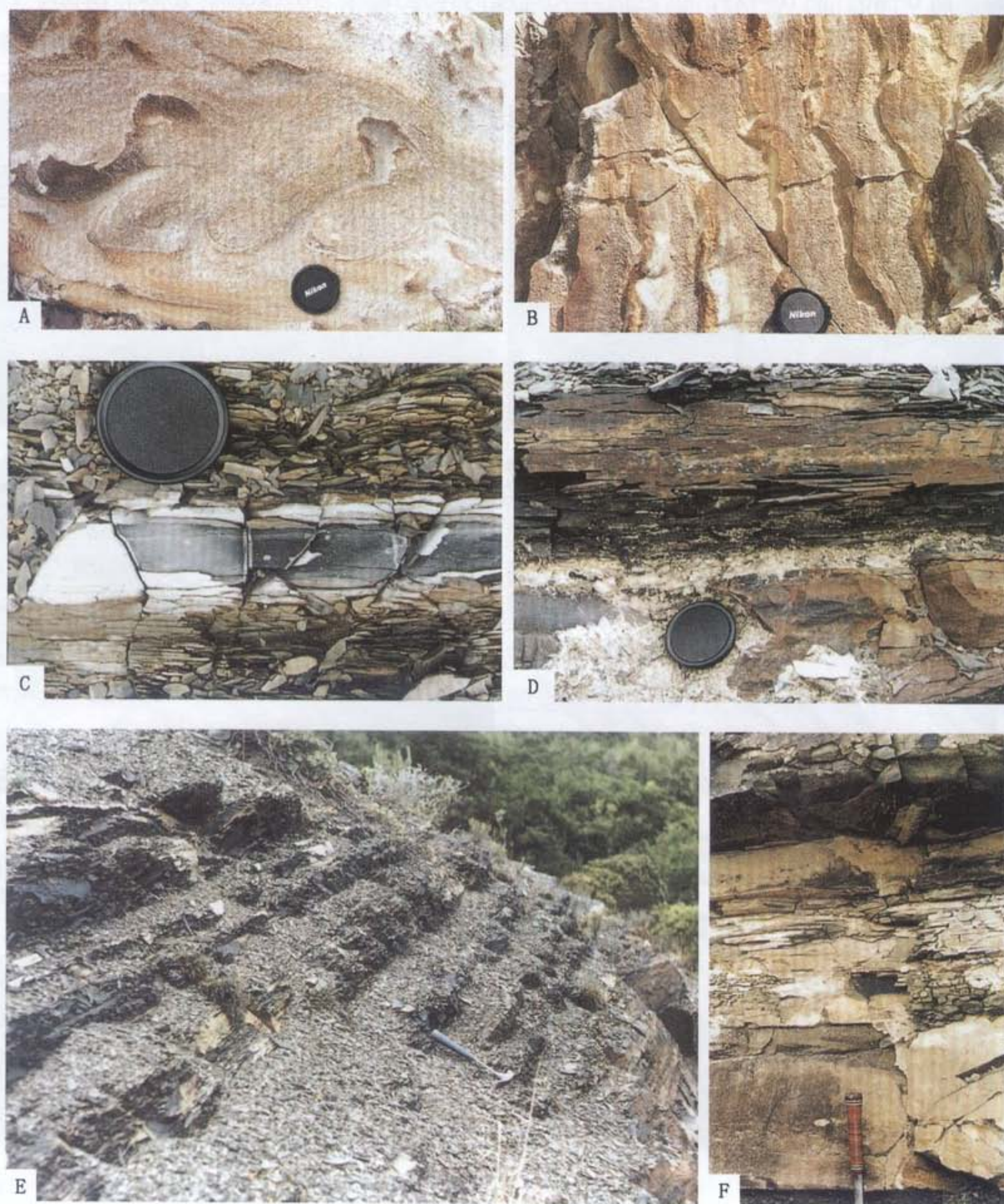


图 6-47 深水浊积岩露头的沉积学特征

A—浊积相 C 段的包卷层理（古近系，巴巴多斯的加积柱）；B—浊积韵律 C 段顶部的不对称（流动的）波痕（古近系，巴巴多斯的加积柱）；C—浊积相远端扇的泥质部分中的碳质页岩（E 段）（上二叠统，Collingham 组，Ecca Pass，Karoo 盆地）；D—浊积相远端扇泥质部分中的火山灰（E 段）（上二叠统，Collingham 组，Ecca Pass，Karoo 盆地）；E—远端前缘决口扇相，总厚度小于 50m，显示出低密度浊积岩，主要包含鲍马序列的 D 段（平行层状粉砂）和 E 段（泥质）（上二叠统 Collingham 组，Ecca Pass，Karoo 盆地）；F—近源前缘决口扇相，显示出一个 70cm 厚的由鲍马序列 A 段（大块砂岩）和 B 段（平行层理砂岩）控制的高密度浊积韵律。注意在上覆浊积韵律的底部有底面印痕。近端前缘决口扇的总厚度大约有 1000m（上二叠统 Collingham 组，Ecca Pass，Karoo 盆地）

第六节 碳酸盐岩层序体系

一、引言

20世纪80年代，碳酸盐岩沉积体系中层序地层学的运用还是一个争论的话题，特别是关于如何改造本是在碎屑岩体系中发展出来的层序格架，使其能够反映真实的碳酸盐沉积环境方面（Vail，1987；Sarg，1988；Schlager，1989）。在这些早期的贡献之后，显著的发展是在20世纪90年代初，建立了碳酸盐岩层序地层学的基本理论，并阐明了碎屑岩和碳酸盐岩层序模式的差别（Coniglio和Dix，1992；James和Kendall，1992；Jones和Desrochers，1992；Pratt等，1992；Schlager，1992；Erlich等，1993；Hunt和Tucker，1993；Long，1993；Loucks和Sarg，1993；Tucker等，1993）。目前流行的是由Schlager所总结的碳酸盐岩层序地层学（2005）。

层序地层学的"原理"和层序地层学的基本概念的定义，并不依赖于沉积盆地中某个沉积环境的类型，本书中所讨论的，主要依赖于碎屑环境的过程和产物。然而，海岸线变化的类型、与基准面变化有关的体系域的命名、地层界面或层序地层的类型，也都可能适用于碳酸盐岩沉积体系。可是，碎屑岩与碳酸盐岩地层模型显著的区别主要和体系域的几何形状与基准面周期的各个阶段跨越盆地的沉积物砂泥分配有关。这些区别源于特别重要的沉积作用变化、盆地中的沉积趋势并暗含体系域的结构和构造。其中沉积作用变化与可容空间的相互作用控制了海岸线变化的类型。

硅质碎屑环境占主导地位的盆地中，大量的沉积物本质上是陆源和由"外盆地"源供给的，而碳酸盐台地和相关深水体系则依赖于"内盆地"沉积，它们主要产生于浅水碳酸盐工厂。"纯"碳酸盐体系，其非常少或根本没有河流或风搬运的碎屑沉积物输入，盆地中主要沉积作用完全建立在碳酸盐化学或生物过程上。这些"碳酸盐工厂"的产率，反映了沉积作用（海床加积作用）的速率，决定于一系列的因素包括气候、流入的碎屑量、碳酸盐台地区、水深和照明度、养分、盐度和基准面变化速率（Walker和James，1992）。在碳酸盐最初沉淀后，海浪和各种类型水流的机械侵蚀和生物侵蚀作用可能导致沉积物的再改造和分配。大量的碳酸盐沉积形成于碳酸盐台地的顶部，部分可能由重力（密度）流和风暴潮再改造和搬运至盆地中较深的地区（Hine等，1981，1992）。

因此，沉积物供给是理解碳酸盐沉积体系中层序地层如何作用和为何碳酸盐岩层序模式不同于"标准"碎屑层序格架的关键。根本上讲，基准面的变化对碳酸盐盆地与碎屑盆地沉积物的有效性有一个相互作用的影响。对第四纪晚期基准面变化周期中不同高低纬度大陆架边缘环境中沉积速率的研究表明（Droxler和Schlager，1985；Schlager，1992），深水碎屑沉积物在基准面处低位时快速聚集，此时陆源沉积物穿越暴露的大陆架向陆架边缘（"低位棚"）搬运，然而深水碳酸盐沉积物的加积速率在基准面处高位时达到最高，此时大陆架上的碳酸盐工厂（carbonate factories）的生产效率也最高（"高位棚"）。这种碳酸盐沉积体系和碎屑沉积体系对基准面变化相对的反应是各自的沉积物分别是盆地内源和盆地外源的结果。除了碳酸盐岩沉积体系和碎屑沉积体系的这种最主要区别外，碳酸盐台地随着基准面变化的反应也取决于其几何形态和与盆地边缘的关系。如碳酸盐斜坡与硅质碎屑大

陆架的几何形态更具有可比性，然而碳酸盐大陆架和碳酸盐岩滩具有顶平、坡陡和经常呈高突起的特点，与碎屑大陆架有根本的不同（图 6-48；Burchette 和 Wright，1992；James 和 Kendall，1992）。同样的，我们也认识到，碳酸盐大陆架和碳酸盐岩滩的层序地层也不同于碳酸盐斜坡，碳酸盐大陆架和碳酸盐岩滩与碎屑大陆架之间相反的反应，在碳酸盐斜坡的情况下，关于沉积物向深水盆地的供给也没有被完全的认识（Burchette 和 Wright，1992；James 和 Kendall，1992；MacNeil 和 Jones，待刊）。本章重点在于碳酸盐大陆架，区分碳酸盐和碎屑沉积体系的根本区别。下面讲述陆架型台地碳酸盐岩层序地层模式的关键部分（图 6-48）。

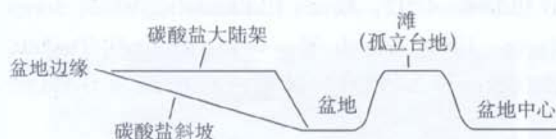


图 6-48 根据几何形态、斜坡坡度和与盆地边缘的关系而划分的碳酸盐台地的类型（James 和 Kendall 修改，1992）

碳酸盐台地的主要类型包括碳酸盐大陆架、碳酸盐斜坡和孤立碳酸盐台地（滩）。碳酸盐大陆架与硅质碎屑大陆架有不同的几何形态，其具有相对平坦的顶部、陡的斜坡和高突起的特点。这些大陆架型台地的边缘可能被礁或一些障壁复合体的形成所镶边式包围或未被包围。碳酸盐斜坡与硅质碎屑大陆架的几何形态更具可对比性。与碳酸盐大陆架和斜坡不一样，孤立台地（滩）与大陆是分离的。人们越来越认识到，碳酸盐体系的层序地层因碳酸盐台地的类型而改变。由于其几何外形和与盆地边缘的关系，碳酸盐斜坡显示出与碎屑大陆架的层序地层间最紧密的关系。相反，碳酸盐大陆架和滩与碎屑大陆架根本不同，特别是考虑到在基准面变化周期各阶段中盆地沉积物供给模式。本书的此章着重于大陆架型台地，其代表了碳酸盐和碎屑体系的根本区别

二、碳酸盐岩层序地层模式

随着外源沉积物的供给，硅质碎屑体系可能从任何深度加积至海平面，说明足够的沉积物输入是有效的。这个基本的原理解释了图 5-7、图 5-26、图 5-27、图 5-44、图 5-56、图 5-57 中所有体系域的几何形态特征。相反的，碳酸盐大陆架与这种碎屑沉积模型相比是反相（antiphase）的，因为源于盆地内部的碳酸盐沉积物的数量与浅水台地顶部的碳酸盐工厂的产量响应：基准面降低时，台地顶部暴露地表，通常关闭碳酸盐工厂，而基准面上升则为碳酸盐台地的发育提供可容空间。除此之外，另一个限制碳酸盐沉积物形成的因素是碳酸盐台地可能只从最大水深处回弹，相当于有光的界限，因为在无光的深度下，碳酸盐产率可以忽略不计（Schlager，1992）。

可能注意到，碎屑沉积体系中的加积速率是沉积物供给连同局部流量能共同作用的结果，与水深无关，而碳酸盐沉积体系普遍对水深和环境条件十分敏感。因此，沉积物从大陆架到盆地深水的“高位棚”，只有碳酸盐台地处在有光区域才有可能存在，才会产生碳酸盐台地，此时沉积作用速率超过可容空间增长的速率。在高位正常海退期这些条件最满足，此时碳酸盐大陆架的一个重要部分被淹没，并且推测水深没有超过光线到达的临界。我们可以推断，并不是所有的高位体系域都有助于碳酸盐台地和碳酸盐进入深水环境的高位棚的发育（MacNeil 和 Jones，待刊）。事实上，前期海侵阶段的任何基准面上升，若其速率超过碳酸盐台地的发育潜力，就可能终止台地的发育和碳酸盐沉积物的产生。这些快速洪泛和淹没碳酸盐台地的阶段，导致了“水淹不整合”的形成，它在碳酸盐沉积环境中非常独特，它标志了从碳酸盐体系到碎屑岩体系沉积作用样式和地层叠加样式的一个根本转变（Schlager，1989，1992）。

1. 水淹不整合

在碳酸盐岩层序地层格架中，水淹不整合无可争议的代表了最重要的一个地层分界面，它以碎屑序列为特征。由于其重要的意义和在地震反射中的明显特征，水淹不整合常被作为碳酸盐 / 硅质碎屑地层的"层序边界"（Schlager，1992）。选择水淹不整合作为层序边界是否适合，是一个可选择的事情和争论的话题，下面将对此作解释。识别水淹不整合和避免与其他地震剖面上可能有相同显著特征的层序地层界面才是真正重要的。例如，我们已经注意到，水淹不整合的几何形态与陆上不整合的自然特性有几分相似，因为这两者都和高振幅反射有内在的联系，并都在大陆架上有不规则的突起，尽管这两个面本质上是不同的且形成于基准面变化周期的相反阶段（Schlager，1989，1992）。根据 Schlager（1992），将水淹不整合误解为陆上不整合，在某些情况下可以解释一些盆地的基准面变化史的错误恢复和使用不相关的技术研究层序地层所得的结果之间的矛盾。识别水淹不整合的标志将在下面进行讨论。

2. 高位体系域

碳酸盐大陆架发育的主要阶段都与体系域的形成有关，如图 6–49 所示。作为一般原则，高位正常海退阶段最有利于碳酸盐体系的发育，在大陆架和深水单元都如此，这其中包含两个原因。首先，随海侵而来的高位阶段，台地被大规模的泛滥是很常见的，为碳酸盐沉积物的形成提供了相当大的表面积。其次，高位阶段基准面的上升，为台地的发育提供了可容空间，由于基准面的上升具有相对较低的速率，使得碳酸盐台地的生长能够跟上可容空间增加的速率。这保证了在没有水淹的情况下，随着高位阶段基准面上升速率逐渐降低，大量的碳酸盐沉积物超过了可容空间而流入深水环境，在斜坡和盆底形成了大量的碳酸盐碎屑沉积（"高位棚"）。因此，在高位情况下，台地碳酸盐沉积物的生产超过了沉积，多余的碳酸盐沉积物主要由风暴潮和重力流搬运至深水环境（"盆地"）（Neumann 和 Land，1975）。这些深水碳酸盐碎屑沉积物一般保存在碳酸钙补偿深度之上。这样一个包含浅水和深水碳酸盐沉积体系的高位体系域的形成，被认为可能是碳酸盐大陆架发育的第一个阶段（图 6–49）。注意：到基准面的可容空间是可测量的，由于受海浪和潮流而不是海平面的影响，它低于海平面（见第三章更多细节）。这解释了为什么高位棚出现时，台地顶部的浅水环境依然存在（即海平面与基准面之间的水柱压力）。在这种高位的情况下，基准面上升而在台地顶部产生的可容空间完全由沉积作用所消耗，这意味着有效可容空间是零，基准面和海床重叠，尽管水深是正的（图 3–8 可看出有效可容空间与水深之间的不同）。

如图 6–49，碳酸盐大陆架在其发育的各个不同阶段都支撑了高位体系域的形成。一个"纯"的碳酸盐层序记录了数个基准面变化的旋回，通常始于一个高位体系域，其标示了台地开始形成，包括与记录的旋回频数一样多的高位体系域，并且终止于最后一个高位体系域，其标志着碳酸盐沉积向硅质碎屑沉积的转换。我们可以总结出，碳酸盐岩层序地层的文献中可以区别出三种类型的高位体系域："初始的"高位体系域，其导致碳酸盐台地的早期发育（图 6–49 中阶段 1）；"内部的"高位体系域，它继承了由碳酸盐台地幸存的相对慢的海侵作用（如图 6–49 中阶段 4）；"最终的"高位体系域，随着碳酸盐台地被水淹没，碳酸盐序列开始被进积的硅质碎屑所埋藏（图 6–49 中阶段 6）。后一种类型的高位体系域标志着大陆架上向碎屑沉积体系的转换（图 5–7），并沉积于水淹不整合之上（如图 5–9 中

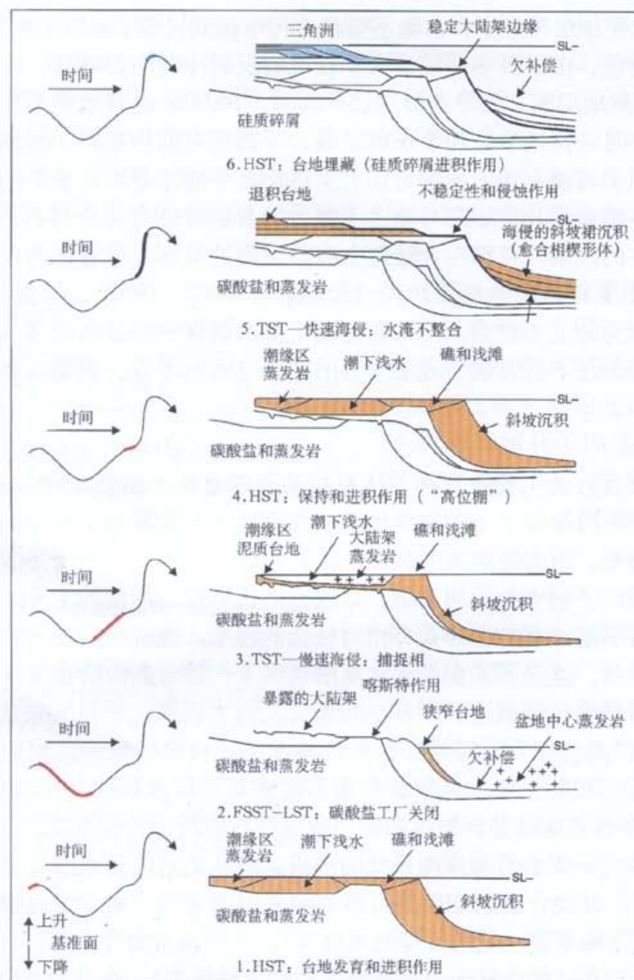


图 6-49 概括的层序地层格架中浅水—深水体系碳酸盐沉积旋回，从碳酸盐台地最初的发育到其被硅质碎屑沉积体系埋藏（James 和 Kendall 编辑，1992；Jones 和 Desrochers，1992；Schlager，1992）

这个周期的各个阶段包括：台地最初发育（1）；喀斯特作用（2）；再生作用和镶边大陆架发育（3）；再生的台地发育（4）；水淹（5）；埋藏（6）。在完整的层序中，这些阶段并不都会出现。如阶段 1 ~ 4 在没有水淹不整合形成的情况下可能重复出现（即 James 和 Kendall 的模型，1992）。在这样的几个循环之后，基准面上升速率的加快可能导致碳酸盐台地的水淹，此时碳酸盐工厂关闭且一个"水淹不整合"发育并穿越整个盆地（阶段 5）。注意，因为快速海侵期水淹过程中碳酸盐台地的逐渐后退，水淹不整合是穿时的，向陆变年轻。水淹不整合形成后，大陆架上的水深太大而无法使碳酸盐工厂在后来的高位期再工作，因此水淹不整合普遍的被进积的高位期碎屑沉积体系下超（阶段 6）。HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；SL—海平面

Wilmington 台地的实例研究，Schlager，1992）。

正如上面所述，碳酸盐层序中"最初的"和"中间的"高位体系域展示了碳酸盐大陆架的特点。这些特点包括碳酸盐岩相到碳酸盐台地顶部基准面之间的发育（浅水环境）和

深水环境中由“高位棚”产生的厚的碎屑灰岩沉积。在这些阶段中，碳酸盐台地的发育“跟得上”基准面的上升，反映了碳酸盐沉积物生产和可容空间之间的平衡，而剩余的碳酸盐沉积物则进积于大陆架的边缘（Jones 和 Desrochers，1992）。相反，“最终的”高位体系域几乎包含了整个大陆架的“高位柱体”，伴随着在欠补偿盆地较深的部分一个相关的深海沉积物浓缩层（图 5–7）。这个穿越大陆架边缘的沉积物泥砂分配激烈的改变反映出碎屑沉积体系和碳酸盐沉积体系之间沉积物分散模式的不同。

3．下降阶段—低位体系域

在高位正常海退期之后，当穿越碳酸盐台地的大部分可容空间被消耗，结果使水深变得非常浅，任何基准面的下降，甚至相当低的幅度，都趋于形成快速的强制海退和台地顶部暴露地表。在后来的低位正常海退期，台地顶部继续暴露地表，这是为什么从下降阶段到低位期作为一个独立阶段加以研究的原因，碳酸盐大陆架在这个阶段的演化具有明显的结果（图 6–49 中阶段 2）。这个原理并不完全适用于碳酸盐斜坡，它显示出与碎屑大陆架的地层体系结构有更近的关系（MacNeil 和 Jones，待刊）。

在碳酸盐大陆架的文献中，基准面下降基本暗示了碳酸盐工厂继陆架暴露地表之后而关闭。因此，碳酸盐台地经受喀斯特作用，这时河流体系前进穿过大陆架并适应较低的海岸线海拔。河流的下切作用，连同碳酸盐岩的溶蚀作用，形成了一系列的喀斯特构造，其可能在基准面上升阶段后，经埋藏作用在岩石中被保存下来。在暴露的碳酸盐台地顶部的喀斯特地貌记录了碳酸盐岩层序地层中与陆上不整合为一体的突起。这些不整合，作为沉积层序边界，分隔了下部的高位期的碳酸盐岩与上部的海侵期碳酸盐岩（图 6–49）。然而，值得注意的是，岩溶作用与气候有关，在干燥气候条件下，喀斯特地貌不发育，为形成较少地形突起的钙质砾岩代替。

如果强制海退期的海岸线下降至大陆架顶部海拔以下，这或许是考虑到高位期台地的浅水深度，陡的多的斜坡只能支撑一个相对窄的碳酸盐沉积带的发育（图 6–49）。因此，在下降阶段至低位这段时间，只有很少量的碳酸盐沉积物流入到深水环境中。然而，深水环境中沉积物欠补偿却促进了其他化学沉积物在海底的沉淀，特别是在有限的盆地中心形成的蒸发岩（James 和 Kendall，1992；图 6–49）。

4．海侵体系域

除了强制海退，海侵在特别情况下可能代表了另一个使碳酸盐工厂关闭的转换。总体而言，海侵对碳酸盐台地构成一个威胁，因为基准面上升的速率比海岸线附近加积作用的速率高，通常这导致台地的大部分区域水体加深。如果水体加深至光线所及的深度以下，台地即被淹没且碳酸盐工厂也同时被关闭。如果台地依然处于光线所及的区域内，尽管水深仍在加深，碳酸盐工厂在海侵期仍能“幸存”下来，碳酸盐沉积物继续形成并追上因基准面上升减速而新生成的可容空间，而海侵也逐渐过渡到高位正常海退。人们可能注意到，设想存在两个海侵幕，其中碳酸盐台地随着发育具有截然不同的结果：其一是慢速海侵，伴随着碳酸盐岩层序的“内部旋回”，其没有中断碳酸盐沉积物的生产（如图 6–49 中的阶段 3）；其二为快速海侵，伴随碳酸盐岩层序的“终端旋回”，其导致碳酸盐台地被水淹没和碳酸盐向碎屑沉积体系的转换（如图 6–49 中的阶段 5）。在碳酸盐岩层序地层学文献中，“水淹”的概念是指高位紧跟海侵而没有基准面下降阶段的介入的一种情形（图 6–49），注意这一点很重要。这与

“泛滥”的概念是相反的，由于其在碎屑层序地层学中被引用，而其中推断的水深的加深可能发生于基准面下降之后（见第四章有关“洪泛面”的更多细节）。

慢速海侵穿越碳酸盐大陆架产生了一个过剩的可容空间，其导致了海岸线与镶边大陆架边缘之间潮下的浅水沉积区域的形成。这些沉积区域，或是潟湖，都普遍的具有较低的能量，由大陆架远端的堡礁所保护不受远海的影响（图6-49）。海侵期大陆架远端区域堡礁的形成可能由一系列因素所控制，包括：前期存在的喀斯特地貌，临近大陆架边缘的区域在强制海退的前期阶段因较少的暴露而不被溶解，因此保持了较高的海拔；相对碎屑沉积物物源的远端位置；接近活跃低位期的碳酸盐台地。慢速海侵期，当大陆架泛滥时，基准面相对慢速的上升可能使远端大陆架礁的生长至基准面，从而抵消了新生成的可容空间（即海侵期大陆架远端堡礁区域的水深没有增加）。与此同时，其他的碳酸盐台地被淹没了，但其所处水深仍在光线可及的区域内。这使得碳酸盐工厂在海侵期得以保存，而碳酸盐沉积物继续生产直到其最终在后来的高位期赶上上升的基准面。虽然碳酸盐沉积物从大陆架向深水环境的运移可能发生在慢速海侵期，但大陆架顶部的有效可容空间聚集了大量的碳酸盐沉积物，这些沉积物向斜坡和盆底环境的供给量则远远少于“高位棚”。

伴随着基准面快速上升的快速海侵，导致了碳酸盐台地的水淹（即水体加深并超过了光线所及的区域），而这又关闭了碳酸盐工厂。在快速海侵紧跟台地穿越大陆架活跃生长的地区（图6-49），海侵台地显示出退积的几何形态特征，并在水淹的过程中逐渐变窄。对于南中国海珠江口盆地中新世台地的研究，提供了一个像这样的退积碳酸盐台地的实例（Erlich等，1990；Schlager，1992；Schlager的图5-10，1992）。快速海侵期碳酸盐沉积物生产的停止导致了水淹不整合的形成。由于碳酸盐台地上的碳酸盐工厂已经关闭，而新的碳酸盐沉积物向深水环境的供给也停止了，所以水淹不整合发育于整个盆地范围内，从大陆架延伸至深水环境（图6-49）。

水淹代表了碳酸盐台地发育阶段中在转变为碎屑沉积为主的环境前的最后阶段。一旦台地被水淹且低于光线所及的界限，而在后来的高位正常海退期，有效可容空间的充填只可能通过硅质碎屑沉积物的进积作用实现。水淹期的沉积过程与沉积物分散的碎屑模式也十分相似。这一点在大陆架远端到深水环境特别明显，由于缺少碳酸盐沉积物的生产，连同因大陆架边缘区域基准面快速上升导致的大陆架边缘水动力的不稳定性，导致了大陆架边缘区域的冲蚀作用和一个愈合相楔形体上超大陆坡的形成，就如同“纯”碎屑沉积体系的情况一样（如图6-49与图5-56比较，图5-57）。愈合相楔形体包含细粒的沉积物并在地震上表现出一个明显的相，其沉积于平缓陡坡层，相对于碳酸盐台地向海的一翼具有一个较低的休止角。由对Wilmington台地的研究（Meyer，1989；Schlager，1989）可见，水淹不整合被愈合相的沉积所上超，且其被解释为形成于海侵的早期。愈合相楔形体极可能形成于没有镶边的碳酸盐大陆架的情况下，但在大陆架边缘有礁地区其生长可能受阻，这也阻止了沉积物向盆地的运移，水淹期海洋的强胶结作用使得欠补偿大陆架海底变硬，这阻止了大陆架边缘上的冲蚀作用并因此减少了供给盆地沉积物的量（Sarg，1988）。在大陆架上，水淹不整合的形成在碳酸盐台地后退的过程中仍在继续，并逐渐向岸扩展（图6-49）。因此，认识到水淹不整合可能的穿时性是十分重要的，向盆地边缘方向变新，实际上可能跨越整个海侵期。

总而言之，水淹不整合形成于快速海侵期的碳酸盐台地发育周期的末期，其辨识标志包括：地震测线上强震幅反射，与下部的碳酸盐沉积相及上部碎屑沉积相之间的一个明显的波阻抗差有关（见 Schlager 的实例研究，1992）；大陆架上碳酸盐台地的退积方式，这表明水淹与陆表暴露是相反的（图 6–49 中阶段 5）；在深水环境中被海侵斜坡裙（愈合相楔形体）上超（图 6–49 中阶段 5）；在大陆架环境中被高位三角洲下超（图 6–49 中阶段 6）。这些讨论反映出，对于碳酸盐沉积体系而言，水淹不整合是独一无二的，可能具有深水环境中最大海退面的意义，它被海侵斜坡裙所上超，在大陆架上属于（较年轻的）最大洪泛面（在地震测线上显示为“下超面”）。水淹不整合被高位三角洲沉积所下超的事实，为区分其与陆上不整合提供了一个明确的标志。陆上不整合并没有被三角洲体系所下超，因为低位三角洲进积并超越了陆上不整合向海的终端，但其被低位和（或）海侵期的河流体系所上超，或被海侵冲刷面所改造（更多细节见第四和第五章）。图 6–49 中的阶段 5 和阶段 6 囊括了水淹不整合的重要地层特征，显示了其在大陆架上和深水环境海侵斜坡裙的底部环境中，下部的退积碳酸盐台地和上部的进积碎屑三角洲沉积接触的位置。这些图表是建立在对南中国海珠江口盆地的中新世台地研究（在退积的台地顶部，水淹不整合为高振幅反射）和对晚侏罗—早白垩世的 Wilmington 台地的研究（在大陆架三角洲和斜坡裙的底部，水淹不整合为高振幅反射）的基础上（Meyer，1989；Schlager，1989，1992；Erlich 等，1990）（Schlager 中的地震测线，1992）。

三、讨论：碳酸盐岩序列中的层序边界

在碳酸盐岩层序地层文献中，Schlager（1999）将水淹不整合定义为“3 类”层序边界，与碎屑沉积体系中使用的“1 类”和“2 类”的层序边界相反（Vail 等，1984）。图 6–50 总结了 1 类、2 类、3 类层序边界之间根本的不同点。根据 Vail 等（1984），1 类层序边界形成于一个海平面快速下降阶段，这导致了在大陆架边缘和海岸线附近相对海平面的下降；2 类层序边界形成于全球海平面下降速率小于大陆架边缘沉降速率（在大陆架边缘，相对海平面上升），但高于岸线地区的沉降速率（在海岸线附近，相对海平面下降）的时期，这导致陆上不整合的形成，其具有小规模冲蚀和穿越大陆架局限侧向延伸的特点（图 5–1）。对层序地层学中 1 类和 2 类层序边界的介绍意味着要明确“主要的”和“次要的”陆上不整合（显著的剥蚀和区域延伸与较小的剥蚀和有限的延伸）的各自的区别（更多细节见第五章）。值得注意的是，1 类和 2 类的层序边界都涉及陆上不整合的形成（Vail 等，1984，后被 Galloway 重申，1989；图 5–1），与此相反的是，Schlager（1999）的有关 3 类层序边界的概念是指形成于相对海平面快速上升期并在高位期之后越过了整个碳酸盐台地的水淹不整合（图 6–50）。因此，即使 Vail 等（1984）的 2 类层序边界假设在大陆架边缘相对海平面上升，人们不可能混淆 2 类和 3 类层序边界，因为它们是完全不同的概念。因此 Schlager（1999）的有关辨别“3 类”层序边界的区分方法在概念上是完全适用的。尽管如此，随着“1 类”与“2 类”术语在近些年被弃用（见第五章对此更深入的讨论），使用“3 类层序边界”的术语也变得多余，而被“水淹不整合”所代替。

Schlager（1989，1992，1999）提出，无论水淹不整合与陆上不整合或其他类型的地层界面是否相反，对于碳酸盐岩序列仍然需要选择一个合适的层序边界。从在某种程度上说，这种方法的适用性取决于观察的范围和被分析的层序地层的本质。由于其形成模式和其在

层序边界	沉积体系	相对海平面变化		地层界面
		海岸线	大陆架边缘	
1类 2类	碎屑和碳酸盐	下降 下降	下降 上升	陆上不整合和与之对应的整合
3类	碳酸盐	上升	上升	水淹不整合

图6–50　根据 Vail 等（1984）和 Schlager（1999）定义的1类、2类和3类层序边界

1类和2类层序边界都包含不整合和整合部分（陆上不整合和与之对应的整合，Vail 等，1984；Galloway，1989）。相反，3类层序边界（水淹不整合）在深水沉积（"盆地"）可能是一个最大海退面和碳酸盐台地顶部的一个最大洪泛面（图6–49）。因此，3类层序边界的概念与1类和2类的沉积层序边界具有根本的不同。术语1类和2类在近些年已经被摒弃。在此书中，术语3类变得多余，"3类层序边界"应为"水淹不整合"（见正文的更多细节）

下部碳酸盐沉积与上部碎屑沉积接触中的位置，多样的水淹不整合只能在碎屑—碳酸盐混合沉积地层中找到（图6–51）。在这样的实例中，水淹不整合与沉积体制改变的主要旋回有关，并限制层序由并列的碎屑单元和上覆的碳酸盐层序单元组成（图6–51）。然而，在较小的尺度上，水淹不整合可能并不适用于描述"纯"碳酸盐岩层序的内部旋回，因为在这些沉积间隔期间没有水淹幕的纪录。如图6–49中1～4阶段的重复产生了地层旋回性，正如 James 和 Kendall（1992）所描述的碳酸盐岩层序地层模式，但是没有水淹不整合解释为层序边界，因为碳酸盐的生产在几个基准面变化旋回中没有被间断。在这些实例中，将水淹不整合作为层序边界绘图，可能会低估被分析地层实际存在的层序的数量，作为几个基准面变化旋回的产物（即由陆上不整合为界的沉积层序）可能被合并为一个由水淹不整合为界的"层序"（图6–51）。这样一个由水淹不整合为界的"层序"将包含根本不相关的地层，这又违背了"层序"的定义（图1–9）。对于碳酸盐—硅质碎屑混合沉积的层序的实例研究已经报道了其周期有很大的范围，从10～100Ma（Long 和 Norford，1997）到1Ma（Vecsei 和 Duringer，2003）。

水淹不整合常位于下部的碳酸盐沉积与上部的碎屑沉积的接触处，对于这种普遍化的警告在于：这是典型的与大陆相连的碳酸盐台地，碎屑沉积物跟随水淹期之后有效地向此区域供给。然而，孤立的碳酸盐台地（图6–48中的"滩"），其与大陆分离且缺少碎屑沉积物的供给，一旦海底再次达到光线可及的区域，其可能在水淹期后恢复碳酸盐沉积物的生产，而没有一个介入的碎屑沉积期。在这些情况下，水淹不整合可能产生于碳酸盐岩层序之中（即不整合面上下都是碳酸盐沉积），并由在沉积物欠补偿期碳酸盐工厂关闭时的由深海胶结作用形成的硬底为典型标记。即使在孤立碳酸盐台地的情况下，我们必须分辨出陆上不整合（继高位期之后基准面下降）与水淹不整合（继高位期之后基准面快速上升；图6–49）。与讨论和大陆相连的碳酸盐台地相似，在碳酸盐滩相序列中，将水淹不整合作为"层序边界"的绘图可能导致将几个沉积层序合并为一个由水淹不整合为界的"层序"，故而解释人员可能会无法识别出几个基准面变化周期。

水淹不整合的另一个陷阱是其潜在的较高穿时性。正如上面所讨论的，水淹不整合的层序地层学意义可能在于从深水环境中最大海退面到大陆架上的最大洪泛面之间。形成水

淹不整合所需的时间可能跨越了滨线海侵的整个阶段，这期间这个面逐渐向海岸延伸（并变为年轻）。因此，水淹不整合向陆的终止可能比其在深水的部分要明显的年轻一些，并且和在深水愈合相楔形体顶部的最大洪泛面是等时的。年代地层特征的缺失降低了水淹不整合在层序地层格架中的地位，尽管在地震测线上作为高振幅反射（但是穿时海侵）而相对容易制图。水淹不整合的穿时特征和其在海相环境中水体突然加深阶段的形成过程，使得其与在第四章碎屑沉积体系中讨论的洪泛面等同。水淹不整合可能因此被认为是一个特别类型的洪泛面，适用于碳酸盐沉积体系，形成于海底下降至光线可及的水深以下。可以注意到，在碳酸盐沉积体系中，并不是所有的洪泛面都可作为水淹不整合，而仅仅那些与快速海侵相联系的洪泛面可以。在大陆架上，这些洪泛面又变为最大洪泛面，这里没有其他的海侵沉积物聚集在退积的碳酸盐台地顶部（图 6–49）。如从地震资料中（Schlager，1992）可见，在快速海侵期的水淹过程中随着碳酸盐产量的急剧降低，这种情况十分常见。

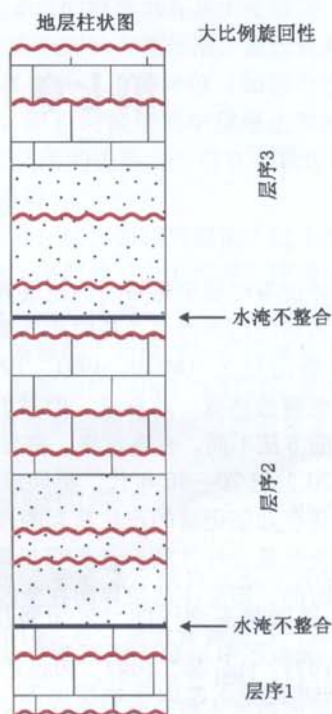


图 6–51 假定的一个包含混合碳酸盐 / 硅质碎屑层序的地层柱状图

依 Schlager（1989，1992）建议的方法，水淹不整合作为层序边界。波浪线表示陆上不整合（沉积层序边界），在碳酸盐和硅质碎屑地层单元中都可能出现。注意，每个单独的碳酸盐或硅质碎屑层序可能包括几个沉积层序。在这个实例中，以水淹不整合为边界的层序反映了一个大比例的沉积作用体系的旋回性，从碎屑到碳酸盐，但描述碳酸盐和硅质碎屑沉积的内部结构的小比例的旋回性依此方法没有对应的“层序”。水淹不整合可能具有浅水最大洪泛面和快速海侵有关的深水最大海退的意义。然而，与较慢的海侵有关的其他最大洪泛面和最大海退面可能会出现在这个序列中（没有标明）。见正文的更多细节

除了上面所述的限制因素外，水淹不整合在浅水和深水的部分（分别为最大洪泛面和最大海退面）在两个不同的层序地层学模式中都已作为层序边界。同样地，将浅水沉积层序中的水淹不整合作为层序边界与地层成因的层序地层学的方法相似，包括了并不是将所有的最大洪泛面都认为是水淹不整合的例外，而仅仅与快速海侵有关的那些。类似的，将深水沉积层序中的水淹不整合作为层序边界与 T—R 层序地层学的方法类似，也包含了并不是所有的深水最大海退面都是水淹不整合的例外，而仅仅记录了快速海侵开始的那些。

我们可以总结出，本章所述的上面三种层序地层学模式提供了一个更详细的碳酸盐岩层序地层学分析的方法，因为陆上不整合（沉积层序边界）、最大洪泛面（地层成因的层序地层边界）和最大海退面（T—R 层序边界）都可能比水淹不整合出现在碳酸盐岩记录的频率高。尽管，由于使用水淹不整合作为层序边界而产生了各种各样的限制因素，而在碳酸盐沉积或碳酸盐—硅质碎屑混合沉积的地层中对水淹不整合的识别，对于重建盆地发育的主要阶段和理解沉积物的组成、表征不同层段的分布模式仍具十分重要的作用。

第七章　层序界面的时间属性

第一节　引　　言

评价等时地层格架内的地层界面是层序地层学中一个核心而又存在争议的主题。层序和体系域的边界面是否是时间界面？即是否在全盆地范围内同时产生？尽管对这个问题的答案争论已久（Miall，1991，1994；Catuneanu 等，1998b；Posamentier 和 Allen，1999），最终也将会达成一致意见，但对于地层对比来说，仍极其重要。这个问题部分是因为定义概念的方法不同，在本章中，将采用辩证的方式来解释。

20 世纪 70—80 年代，早期地震地层学和层序地层学的假设着重强调了海平面升降变化对现存地层记录的产生所起的作用，并暗示了对体系域和层序边界的作用。由于海平面升降变化是全球性的，这表明与基准面旋回的四个事件（图 4–7）相对应的层序地层界面是等时的，即层序地层界面在全区域同时形成。假设陆上不整合在全球海平面下降阶段就已形成，它也被看作是全球等时的。这些早期的思想引领人们构建了全球旋回图表（Vail 等，1977；Haq 等，1987，1988），其基本前提是层序地层整合面是全球可对比的等时线，同时层序边界不整合面与全球意义的地层间断也是相对应的。这样，如果假定每个地层旋回是全球性等时的，全球任何盆地内的每套层序地层界面就都是可追踪的，也可与全球地层旋回的标准曲线对比。因此，层序旋回也被看作是地质时间单元，从而为沉积岩石记录细分为成因年代地层提供了研究手段（Vail 等，1977，1991）。

海平面升降变化驱动的地层学方法提供了一种简捷的研究地层界面时代意义的途径。事实上，界面可能不是绝对的时间界面，其穿时程度随形成模式和一些特征参数的不同而变化，这些参数沿倾向和走向发生不同变化，如构造作用和沉积作用。本书中，在穿时域内连续介质时，我们用"高"和"低"来描述穿时程度（图 4–9）：低穿时性是指年代差异小于现代测年技术所能达到的分辨率，因此通过生物地层、地磁地层或者放射性手段也检测不到；高穿时性是指更大意义的、地层界面各部分的年代差异，并可以用现有测年技术检测到。

本章利用简单的数学模拟，分析与各种地层界面有关的穿时程度。大家公认，地层界面的时间意义是层序地层学中最难处理和定量化的问题之一。首先，要研究这个主要问题，就需要进行计算机模拟。尽管计算机模拟技术被逐渐用于地层学分析中（Jordan 和 Flemings，1991；Jordan 和 Beumont，1995；Catuneanu 等，1998b；Harbaugh 等，1999），但大部分地质学者仍未完全接受它作为研究工作的一部分。其次，地层界面的定义方法在某种程度上不够严谨，从与层序地层界面定义有关的参照曲线成因属性（图 4–7），到厘定岩石记录中界面的不够明确的、甚至有时自相矛盾的准则，都不够严谨。为什么层序地层界面定义的参照曲线内涵没有完全约束、甚至容易造成误解，这是有其历史原因的，在本

章接下来的部分会探究这些原因。有些界面的定义中相互矛盾的标准也有其历史根源，因其已深深扎根于地学思考的“禁忌”之中。其中深源于地质原则的有些标准，通过资料积累、实验技术或者数值建模方面的努力提高，在近些年来得到了重新评价（如将今论古方法及其对建立地层旋回级次的含义——详述见第八章；粗粒河流序列中层序边界的位置——见第六章的讨论；演线迁移和沉积物粒级与水深变化间的关系——将在本章讨论；层序边界不整合的等时性或穿时性——也将在本章中讨论等等）。

如上所述，有些层序地层界面应在岩石记录中何处划分，这方面相当混乱，这主要由于定义它们的方法不同。例如，最大海泛面在“向上变细”序列或“向上加深”序列的顶部如何定位。而这些可供选择的定义一定程度上相互重叠，通常认为是等效的，但对颗粒控制与水深变化的相互影响的定量分析表明，通过空间有偏移的不连续界面可以满足不同的定义准则，如指定某个界面作为目的界面。从“标准”参照曲线到用于在岩石记录中的制图准则，本章阐述的所有这些方面，包括对时间属性有直接影响的层序地层界面定义。

第二节　定义地层界面的参照曲线

所有层序地层界面和体系域的时间性是根据一条曲线来定义，该曲线基于所用模型（图 4–7、图 6–1），描述了海平面、相对海平面或基准面变化的一个完整旋回。例如，Posamentier 等（1988）的相对应整合面原来被认为是在海平面下降早期形成的（图 6–1），后来被修改为在海平面（Posamentier 等，1992b）或相对海平面的下降开始时形成（Posamentier 和 Allen，1999）。Hunt 和 Tucker（1992）的相对应整合面则形成于相对海平面下降末期（图 6–1），诸如此类。不管概念研究如何，每种模式都显示有一条与所有界面和体系域定义相关的曲线。

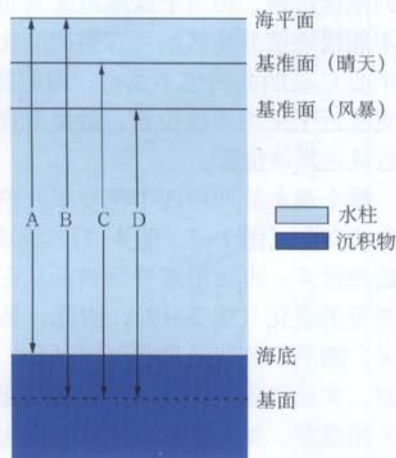


图 7–1　水深、海平面、相对海平面及基准面的概念

A、B 和 C/D 的距离分别反映水深变化、相对海平面变化和基准面变化。注意：基准面的位置是环境能量的函数，这标识了相对海平面和基准面变化的差异（见图 3–15）。海平面变化独立于基面、海底和沉积作用，它可以用相对于地球中心的距离来测量

这条理论曲线在盆地的非特定位置通常是一条常规正弦曲线。这条参照曲线的一般属性源于 20 世纪 70 年代末至 80 年代末的早期地震地层学和层序地层学模型，这些模型基于对海平面升降是所有级别的地层旋回形成的主控因素的假设（图 3–2、图 6–1）。由于海平面升降是全球性的，因此在分析时，没必要指定这条参照曲线应放置在盆地的什么位置。基于早期研究工作，到 20 世纪 90 年代，人们认识到，构造作用在控制地层旋回性上，与海平面变化同等重要，这导致了用其他参照曲线替代海平面变化曲线、相对海平面（海平面变化 + 构造作用）或基准面（相对海平面 + 沉积环境能量）的变化（图 3–15、图 7–1）。这些概念发展存在的缺点是：尽管沉降在倾向和走向存在差异，新参照曲线在盆地内

任何位置仍被作为是一致的。

图 7–2 代表一条贯穿如离散型大陆边缘的拉张背景下的假想盆地的倾向剖面。在这种背景下，沉降速率沿着倾向向盆内逐渐增加（Pitman，1978；Angevine，1989；Jordan 和 Flemings，1991）。如图 7–3 所示，参考位置 A、B、C 表现为不同的沉降速率。变化的沉降速率表明，盆内任意一点都以其各自相对海平面 / 基准面波动曲线为特点（图 7–4），因此，没有一条能代表整个盆地的曲线。由于沉降速率不同，图 7–4 中相对海平面变化的三条曲线的波峰 / 波谷的时间和幅度彼此之间存在偏移。时间偏移量甚至高到使盆地经受明显的差异沉降。在这些情况下，哪条曲线才可以作为定义体系域和边界面的时间性的参照线呢（图 4–7）？

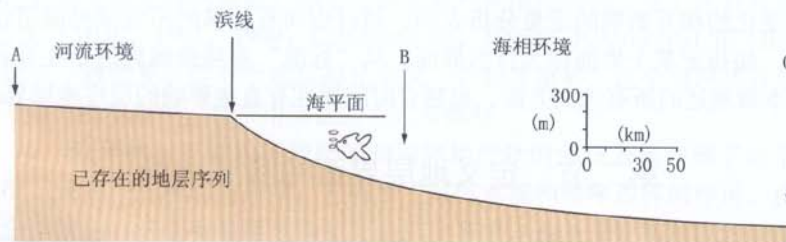


图 7–2　过假设的张性盆地的倾向剖面

位置 A、B 和 C 具有不同的沉降速率，如图 7–3 所示

图 7–4 中的“静态”曲线（与盆地特定位置有关），没有一个是我们所需要的参照曲线的绝佳选择。相当于盆地边缘 A 处的相对海平面变化曲线不适合作为参照曲线，是因为它不能描述滨线地区的可容空间变化，而这种变化直接影响着滨线的迁移方向。相当于盆地中心 C 处的曲线也不适合，因此此处远离滨线，不能直接控制滨线迁移的方向。B 处由于更接近于平均滨线位置，最接近作为参照曲线的条件，但它在时间上不完善，滨线可能靠近或远离该位置。

整个基本旋回中四个主要事件中的两个，特指从海退到海侵或海侵到海退的滨线迁移方向的变化（图 1–7、图 4–7）。无论选择哪个层序模型，另外两个事件，即基准面下降的开始和结束，也被用来分别表征从正常海退到强制海退或从强制海退到正常海退的滨线迁移类型的变化（图 3–19）。因此，基准海平面变化的参照曲线中的四个主要事件都与滨线相关，暗示了滨线迁移类型或（和）方向上的变化。我们通常忽略了一个事实，在远离滨线时，其他位置所记录的基准面变化或许与描述滨线迁移类型或（和）方向变化的参照曲线大相径庭。如由于沉降速率的变化，强制海退（滨线处基准面下降）可能与滨外基准面上升正好同期（这种情况是 Vail 等人为 2 型层序边界的形成所设想的情况，1984），诸如此类等等（图 7–2 至图 7–4）。这意味着，盆地范围内表征不同位置的基准面变化曲线彼此之间有偏移，正如前面所述（图 7–4），这就需要我们沿着每个倾向剖面线指定基准面变化参照曲线所在的准确位置。

滨线是动态的，这是因为作为可容空间与沉积作用间区域平衡的函数，它在盆地内的位置不断变化。因此，在每个时间点上，不管滨线在盆地的什么位置，基准面迁移的参照曲线应描述滨线处可容空间的变化。这就是说，根据规模和时间属性，按照每个时间步长

内滨线的位置，通过“静态的”A、B与C点曲线的内插，可以对基准面沿参照曲线的实际迁移量进行量化。

	时间（0.1Ma）	△海平面升降(m/0.1Ma)	− △沉降(m/0.1Ma)	= △ RSL(m/0.1Ma)	Σ RSL（m）
图7−2中的位置A	0 ~ 1	30	0	30	30
	1 ~ 2	20	0	20	50
	2 ~ 3	10	0	10	60
	3 ~ 4	0	0	0	60
	4 ~ 5	−20	0	−20	40
	5 ~ 6	−30	0	−30	10
	6 ~ 7	−20	0	−20	−10
	7 ~ 8	0	0	0	−10
	8 ~ 9	10	0	10	0
	9 ~ 10	20	0	20	20
	10 ~ 11	30	0	30	50
	11 ~ 12	20	0	20	70
	12 ~ 13	10	0	10	80
	13 ~ 14	0	0	0	80
	14 ~ 15	−5	0	−5	75
图7−2中的位置B	0 ~ 1	30	−5	35	35
	1 ~ 2	20	−5	25	60
	2 ~ 3	10	−5	15	75
	3 ~ 4	0	−5	5	80
	4 ~ 5	−20	−5	−15	65
	5 ~ 6	−30	−5	−25	40
	6 ~ 7	−20	−5	−15	25
	7 ~ 8	0	−5	5	30
	8 ~ 9	10	−5	15	45
	9 ~ 10	20	−5	25	70
	10 ~ 11	30	−5	35	105
	11 ~ 12	20	−5	25	130
	12 ~ 13	10	−5	15	145
	13 ~ 14	0	−5	5	150
	14 ~ 15	−5	−5	0	150
图7−2中的位置C	0 ~ 1	30	−10	40	40
	1 ~ 2	20	−10	30	70
	2 ~ 3	10	−10	20	90
	3 ~ 4	0	−10	10	100
	4 ~ 5	−20	−10	−10	90
	5 ~ 6	−30	−10	−20	70
	6 ~ 7	−20	−10	−10	60
	7 ~ 8	0	−10	10	70
	8 ~ 9	10	−10	20	90
	9 ~ 10	20	−10	30	120
	10 ~ 11	30	−10	40	160
	11 ~ 12	20	−10	30	190
	12 ~ 13	10	−10	20	210
	13 ~ 14	0	−10	10	220
	14 ~ 15	−5	−10	5	225

图7−3　在1.5Ma内，沿图7−2剖面方向上的海平面、沉降和相对海平面变化（由H. W. Posamentier提供的数据修编）

海平面、沉降、相对海平面和累积相对海平面递增变化量的时间步长是0.1Ma。图7−2中三个参考点具有相同的海平面变化曲线。沉降速率向盆地增加，并且认为1.5Ma期间在A点0m/0.1Ma、B点5m/0.1Ma和C点10m/0.1Ma间隔内是稳定的。与沉降相结合的海平面变化考虑了每一步的相对海平面变化（△ RSL）的计算。表中最后一列为累积相对海平面（Σ RSL）

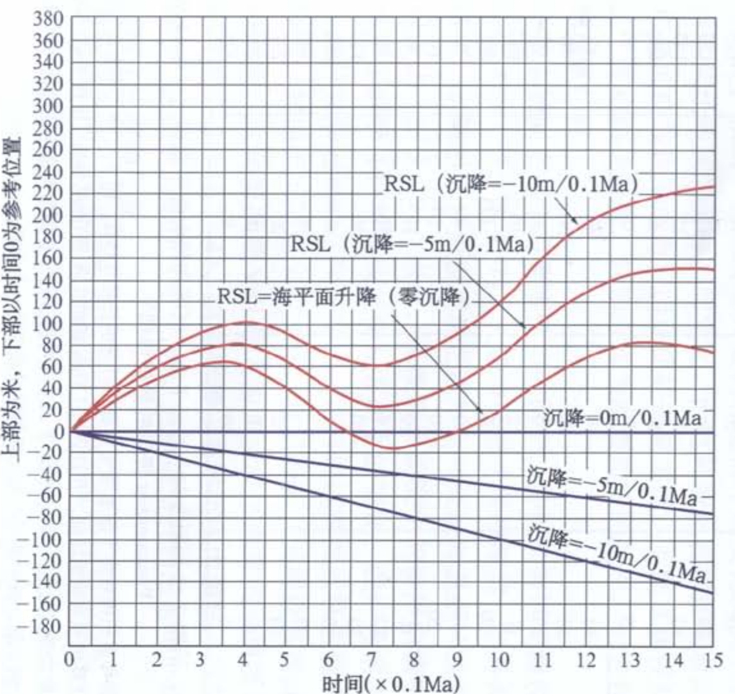


图 7-4　基于图 7-3 数据，以 1.5Ma 为间隔（由 H.W. Posamentier 提供的数据修改）绘制的沉降、海平面变化与相对海平面曲线

注意（图 7-2 和图 7-3）A 点的位置，其沉降量为零，海平面曲线与相对海平面曲线吻合。B 和 C 的位置，相对海平面曲线说明海平面变化与沉降的综合影响

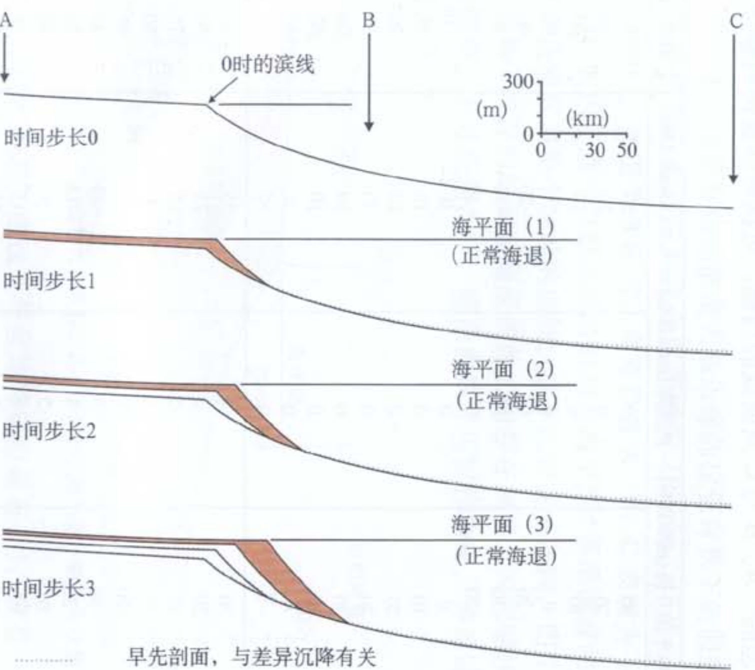


图 7-5　基于图 7-2 至图 7-4 数据的正演模拟（时间步长 1 ~ 3）

其他解释见文字。注意：滨线处产生的可容空间大小随时间下降，导致进积速率的升高。根据各时间切片间和滨线位置，可容空间的大小通过图 7-4 中 A 和 B 的相对海平面曲线的插值求得。根据差异沉降速率，每个剖面相对向前一个剖面倾斜。所有相进积与滨线向盆内方向的迁移有关

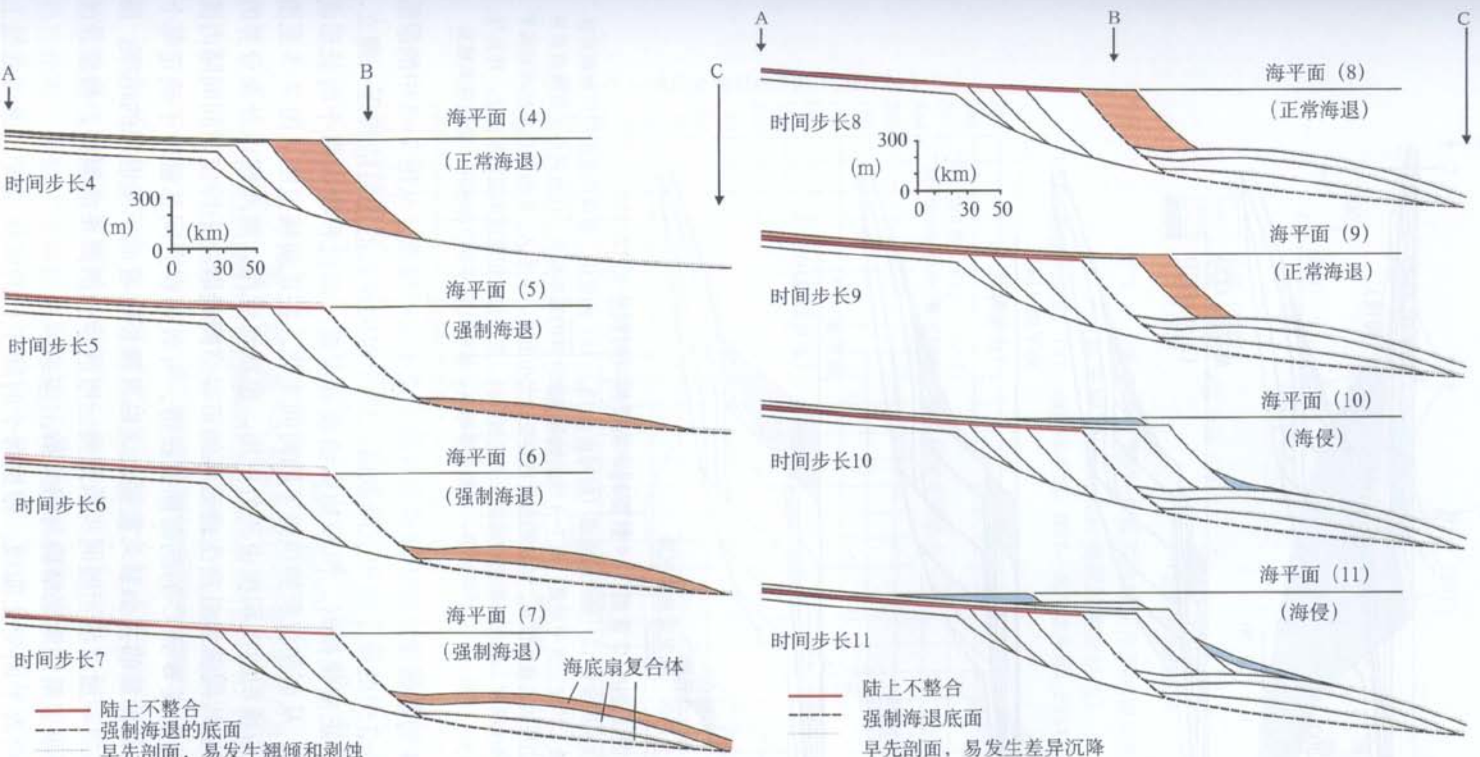


图 7–6　基于图 7–2 至图 7–4 数据的正演模拟（时间步长 4~7）
其他解释见文字部分。注意：在滨线强制海退期间，正常海退沉积的顶部易遭受剥蚀，形成陆上不整合。根据时间切片的滨线位置，滨线处的剥蚀量可以通过 A、B 点（图 7–4）的相对海平面曲线内插来计算。根据差异沉降率，每个剖面相对向前一个剖面倾斜。为了简单化，未对退覆的浅海相进行描述

图 7–7　基于图 7–2 至图 7–4 数据的正演模拟（时间步长 8~11）
其他解释见文字部分。注意：从正常海退（时间步长 8~9）到海侵（时间步长 10~11）的变化受滨线处沉积和可容空间相互影响。由于沉积物供给在正演中没有定量及图 7–4 中所注的基准面上升速率的提高，任意选取海侵从时间步长 10 开始。滨线处有效可容空间的量根据各时间切片的位置，通过 A、B、C 处的相对海平面曲线的差值进行计算。根据差异沉降率，每个剖面相对向前一个剖面倾斜。进积率和退积率随时间变化，并与滨线处产生可容空间的产生速率有关：滨线处可容空间越低，进积速率越高；滨线处可容空间越高，退积速率越高

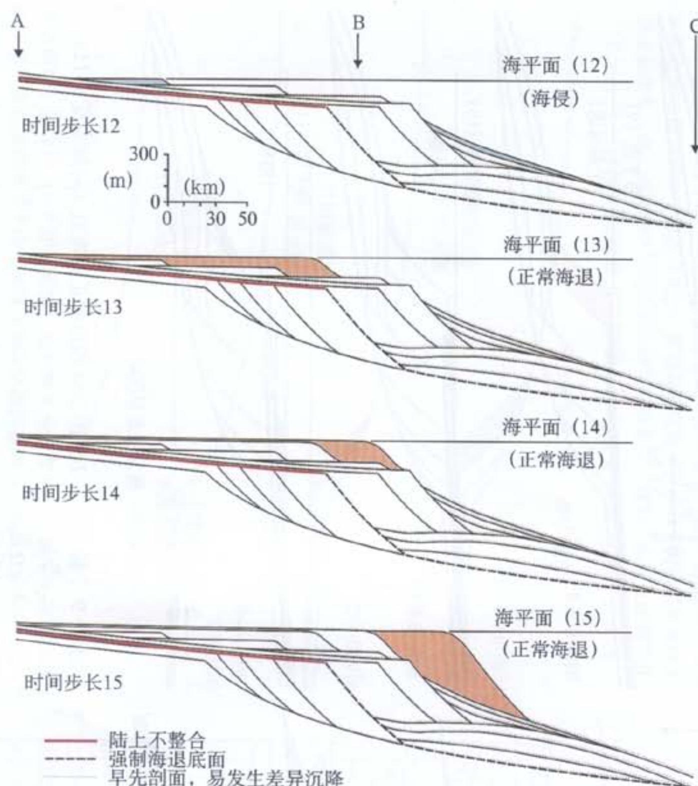


图 7–8　基于图 7–2 至图 7–4 数据的正演模拟（时间步长 12~15）

解释见文字部分。注意：海侵（时间步长 12）到正常海退（时间步长 13 ~ 15）的变化，受滨线处沉积作用和可容空间共同控制。由于沉积物供给无法在正演中定量，图 7–4 所示的基准面升高的速率较低，任意选择正常海退来开始时间步长 13。根据每个时间切片间滨线的位置，滨线的有效可容空间大小由图 7–4 中 A、B 和 C 位置的相对海平面曲线间的插值求得。根据差异沉降率，每个剖面相对向前一个剖面倾斜。进积和退积的速率随时间变化，并且与滨线处可容空间的产生速率有关：滨线处可容空间越低，进积速率越高，滨线处的可容空间越高，退积速率越高

基于图 7–2 至图 7–4 的数据建立的正演模型有助于说明这些观点。从图 7–2 中的原始参照剖面开始，基于图 7–3 中的海平面和沉降数据，15 个时间步长的地层结构逐一建立，如图 7–5 至图 7–8 所示。正演模拟时，沉积物供给没有定量，但沉积物向每个时长形成的沉积楔分配相同沉积量，从而使沉积物供给不随时间变化。在正演模拟图（图 7–5 至图 7–8）中，每个时间切片新堆积的沉积楔由灰色标出，包括河流相、海滩相以及未分异的浅水—深水相。每个时间切片间滨线处产生或破坏的可容空间量取决于特定时间间隔内滨线的位置，可以通过 A 到 B 或 B 到 C 的剖面插值获得。有效可容空间总量对于确定每个时间步长内滨线处沉积或剥蚀量的大小至关重要，这也直接影响着进积或退积的速率。剖面上标出了滨线迁移的类型，通过从一时间步长到另一时间步长剖面逐渐倾斜，将差异沉降也考虑在内。图 7–9 展示了最终地层结构与相关系。

图 7–10 为滨线处相对海平面变化曲线。根据每个时间步长的滨线位置，通过曲线上

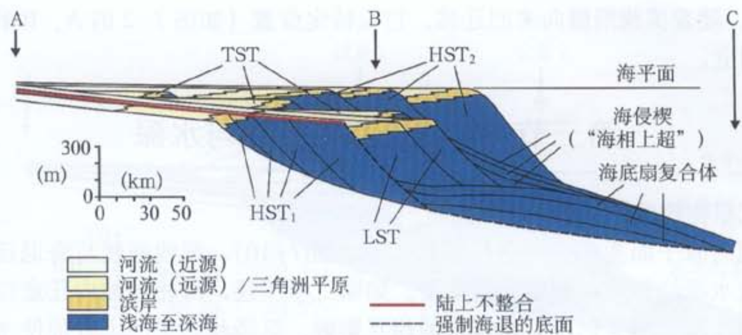


图 7-9　图 7-5 至图 7-8 模拟的地层序列的地层格架

（据 H.W. Posamentier 提供的数据修改）

LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域

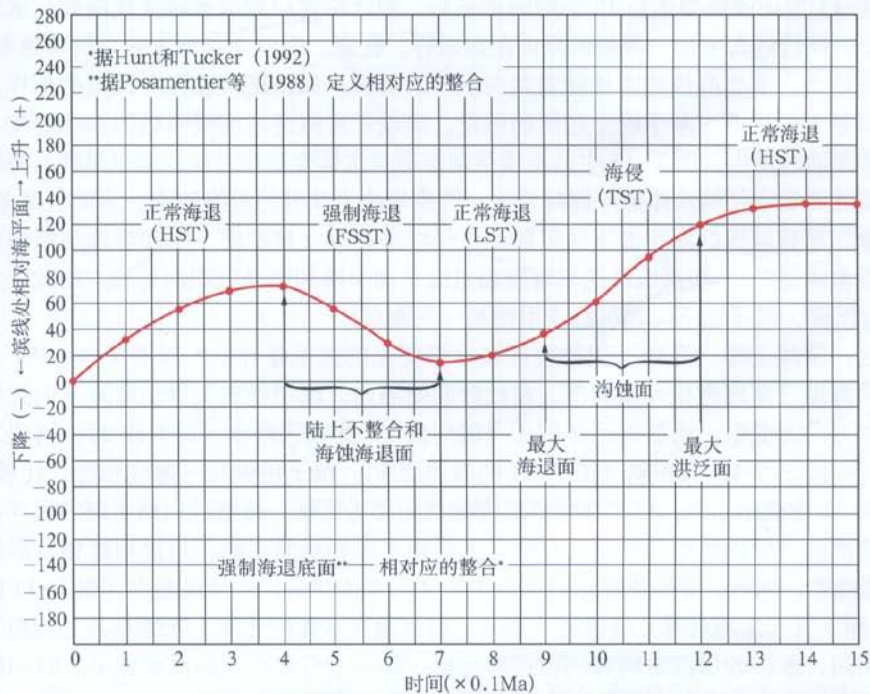


图 7-10　图 7-9 地层序列的相对海平面变化参照线

该线表示滨线处可容空间的变化及随时间的滨线海进和海退。因此，它是一条“动态”曲线，描述时间上不同位置的可容空间分配。参照曲线与沉积作用的相互作用揭示所有体系域和边界面的时间属性

A、B 和 C 点位置（图 7-2 至图 7-4）的插值，可以获得该曲线。这是层序地层模式关注的参照曲线，描述了滨线处可容空间的变化。如图所示，沉降作用与该基准面变化曲线的相互作用，控制了滨线海侵和海退迁移，暗示所有体系域和边界面的时间性。该参照曲线

是“动态的”，随着滨线沿倾向来回迁移，它与特定位置（如图 7–2 的 A、B 和 C）的“静态”曲线相对立。

第三节 滨线迁移、粒序与水深

一、对沉积物粒序和水深变化的控制

除理解相对海平面变化参照曲线的意义外（图 7–10），滨线海侵与海退迁移期间，对盆内不同位置水深趋势的观测也非常重要。如第三章所述，海相盆地内任意位置的水深取决于沉降幅度、海平面变化和沉积作用的相互影响。沉降和海平面上升促使水体加深，而海平面下降和沉积作用使水体变浅。与此对应，在同一海侵和海退滨线迁移中形成的沉积物粒度趋势受控于可能与水深无关的一组参数，沉积物供给和沉积能量。该剖面检测了滨线迁移、粒序与水深间的复杂关系，以及海侵或海退期间后两变量间的相关性。

图 7–11 为正演模型运行 15 个时间步长后，两个特定位置的水深变化曲线。水深可以通过每个时间段的海平面与海底的垂向距离求得。注意：假设向盆地方向，沉降速率增加，沉积速率降低，滨线海侵确实伴随着盆内水体的加深。如该正演模型所模拟的那样，这是离散型背景下的标准。基于以上相同的假设，滨线正常海退与滨线附近的水体变浅、滨外的水体加深同时发生。图 7–11 中的滨线强制海退与水体变浅相对应，但也可能与海底扇之上或未缺乏海底扇处的水体加深同时发生，这要取决于滨外的沉降速率。不同沉降条件下，可以想象，尽管滨线处海平面下降可能超过低沉降速率（基准面下降和滨线强制海退导致滨线附近水体变浅），而高沉降速率可能超过海平面下降和滨外沉积的总和（因此，水体加深，超过沉降、海平面下降和沉积作用间某一平衡点）。

那么，滨线迁移、海洋沉积物粒度和水深变化的关系是什么？以图 7–11 中 1 ～ 4 时间段正常海退三角洲进积入盆为例。在此时间间隔内，沉积物进入点向盆地方向迁移，因此沉积序列向上变粗，由滨外远洋沉积（时间段 1）到前三角洲（时间段 2），再到三角洲前缘（时间段 3 和 4）沉积物（图 7–11 的参照点 1）。前三角洲相（薄底积层，比较简单，未在图 7–11 中表示出来）以存在粉砂级河流沉积物为特征，逐渐进积到更细的远洋盆地相之上。依次的，粉砂质前三角洲沉积物之上进积了以砂质为主的三角洲前缘相，形成全面向上变粗趋势。同时，等深图显示时间段 1 和 2 间水体加深，一旦观测点（图 7–11 的位置 1）成为潮下（三角洲前缘）环境的一部分，就伴随有水体的变浅。陆棚及其上的前三角洲相沉积期间，水体的加深是因为沉积速率过低，赶不上可容空间的形成速率。时间段 3 和 4 内，三角洲前缘环境中，更高的沉积速率超过了基准面的上升速率，促使水体变浅。如通常假设的一样，该例显示水深与粒度的关系不一定是线性的，这意味着水深的增加不一定伴随特定位置的沉积物粒度降低。

通常认为水深、沉积能量与粒度呈线性关系，但此关系被其他参数所修正，如坡度（海底梯度）、与重力相关的水下流（图 6–15、图 7–12、图 7–13）等，尤其是与滨线迁移（即进入海盆的沉积物进入点的迁移）有关的沉积物供应的变化，如深水通常与低沉积能量和细粒沉积物相关。然而，依据海底梯度和沉积物供给不同，重力流可能歪曲此关系，导致沉积能量和粒度以一种与水深无关的方式增加。重力作用下沉积物向更深水域的扩散既

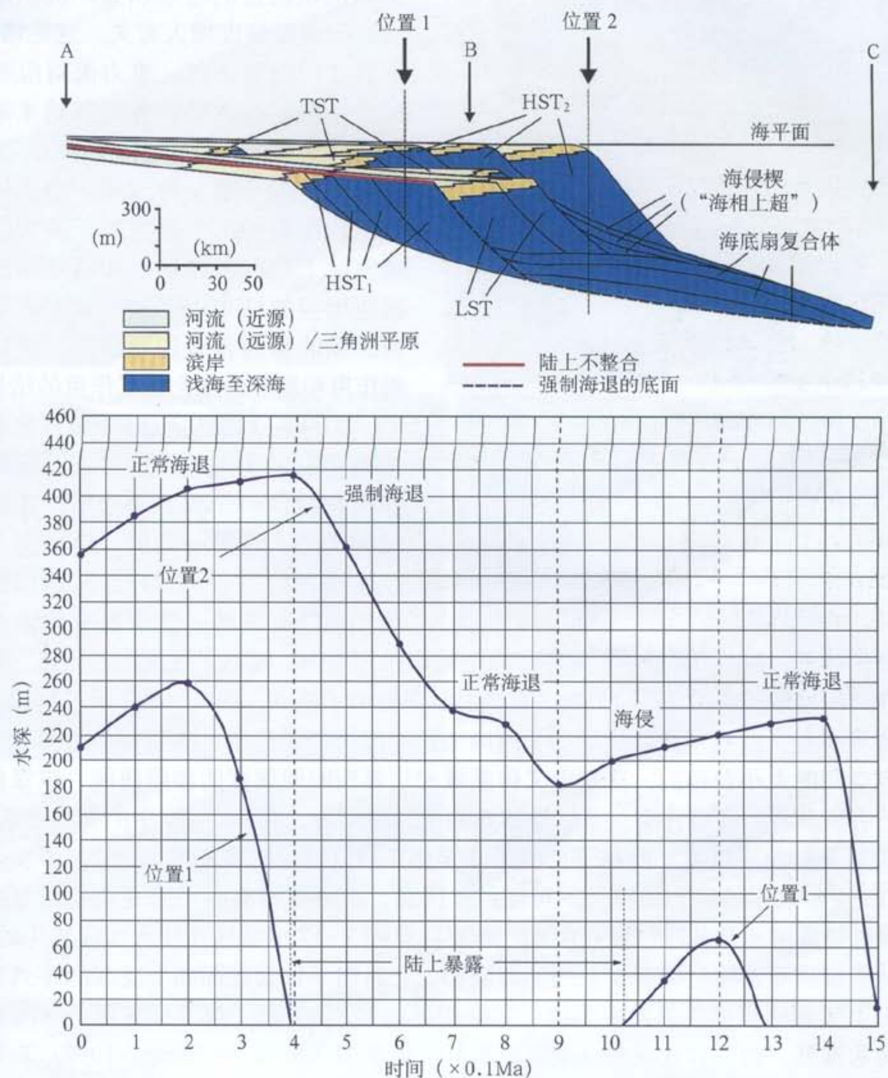


图 7-11　位置 1 和 2 处水深随时间的变化

解释见文字部分。LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域

可以作为不连续的短期事件出现，那里的沉积物供给也可以是连续的，并且进积斜坡陡峭，沉积物可以长期扩散。后面的沉积物搬运机理一般用来解释愈合沉积楔的形成（详见第五、第六章），可能只表示该点小规模重力流的频率增加，类似于沉积物不断从中转地区（如上部三角洲前缘）向沉积地区（如相对于前三角洲的下部三角洲前缘）搬运。

图 7-14 提供了一个易发生差异沉降的沉降海底的简单沉积模型，模型中，在变浅和同期变深水体内，分别对应在相对于滨线的近源和远源地区，三角洲进积均形成向上变粗的序列。此例中，不论水深如何变化，逆序直接与沉积物入口位置（海退滨线迁移）的进



图 7–12　堆积在相对较深水的三角洲前缘下部—前三角洲的砂质浊积体（主要是鲍马序列的 A 段和 B 段），表现为高密度流（尤他州河控的 Ferron 三角洲）

常规观察说明水深 / 沉积能量 / 粒度呈线性关系。重力流（不管是短期的事件或长期的分散沉积物散流）改变了水深和沉积能量间的线性关系，这可以解释较粗沉积物进入较深水（或加深的水体）地带的进积作用

积和沉积能量的增加相关，沉积能量的增加与海底梯度增大有关。这些情况下，不管水深趋势如何，重力流对沉积物向深水区搬运的贡献在各时期越来越重要（图 6–15、图 7–12、图 7–13）。下部的三角洲前缘—前三角洲地区的水体加深未阻止渐粗的沉积物进积，因为沉积能量实际上是沉积物供给和斜坡梯度变化相应增强的结果。因此，水深不是粒度和沉积能量的首要控制条件，而只是沉积作用和基准面变化相互作用的结果。

从图 7–2 至图 7–11 中抽样来看，正演模型有助于观测由海平面、沉降作用和沉积物供给结构共同作用产生的地层结构类型。在另一方面，用反演方法可以从保存的岩石记录开始重建同沉积环境，包括有滨线处基准面变化曲线和盆内水深变化历史。图 7–15 是一个保存下来的地层序列实例，提供了反演的起始点。年代约束、相分析和接触性质为图 7–15 中体系域的解释提供了基础。图 7–16 显示了重建的滨线处相对海平面变化曲线，该曲线是基于海岸加积或侵蚀的观测量，测量每个时间段滨线处有效可容空间的大小获得的。这是定义体系域和边界面时间属性的参照曲线，该章前面部分对此已有所解释。值得注意的是，重建该曲线的反演方法与图 7–10 中的正演方法不同。这里没有差值用的“静态”曲线（见图 7–2 至图 7–4 中的 A、B 和 C 位置）。事实上，基于图 7–15 重建这样的静态曲线是不可能的。因此，滨线处相对海平面变化曲线是从现存岩石记录开始能够重建的唯一参照曲线。也要注意图 7–17 中滨线迁移和水深变化的关系，如高位体系域进积，并呈向上变粗的序列剖面，它趋向于包含底部向上变深的序列和一个上覆的向上变浅组合（二者均表现为向上变粗的趋势）。因此，最大水深可由深海底有孔虫的古海水推断，常发育在高位（正常退积）进积楔内（Naish 和 Kamp，1997；T. Naish，个人通讯，1998）。Vecsei 和 Duringer（2003）曾得出类似的结论，他们证实了德国盆地的中三叠统海相序列的最大水深段要比最大洪泛面年轻，因此出现在高位体系域（图 7–18）。此例中，最大洪泛面和最大水深段的年龄差异是由盆地边缘和盆地中心之间的沉积速率不同引起的，这与过去的数值模拟结果一致（如 Catuneanu 等，1998b）。

图 7–19 为图 7–15 剖面的时间—距离图（Wheeler 图）。这种类型的时间地层图用于展示沉积物堆积位置的迁移，以及随时间的相迁移模式。反演模拟的方法（图 7–15 至图 7–19）可以重建滨线处基准面变化的“动态”曲线，而不能把海平面升降和沉降对曲线的相对贡献定量化。正演模拟（图 7–2 至图 7–11）以及图 7–14 的实例，说明了反映重力流的重要性随时间增加的同沉积差异沉降，这些与海底梯度的逐渐变陡有关。然而，没有海底梯度变化时，由于海平面上升导致可容空间大量产生，同样的向上变粗趋势既可以出现

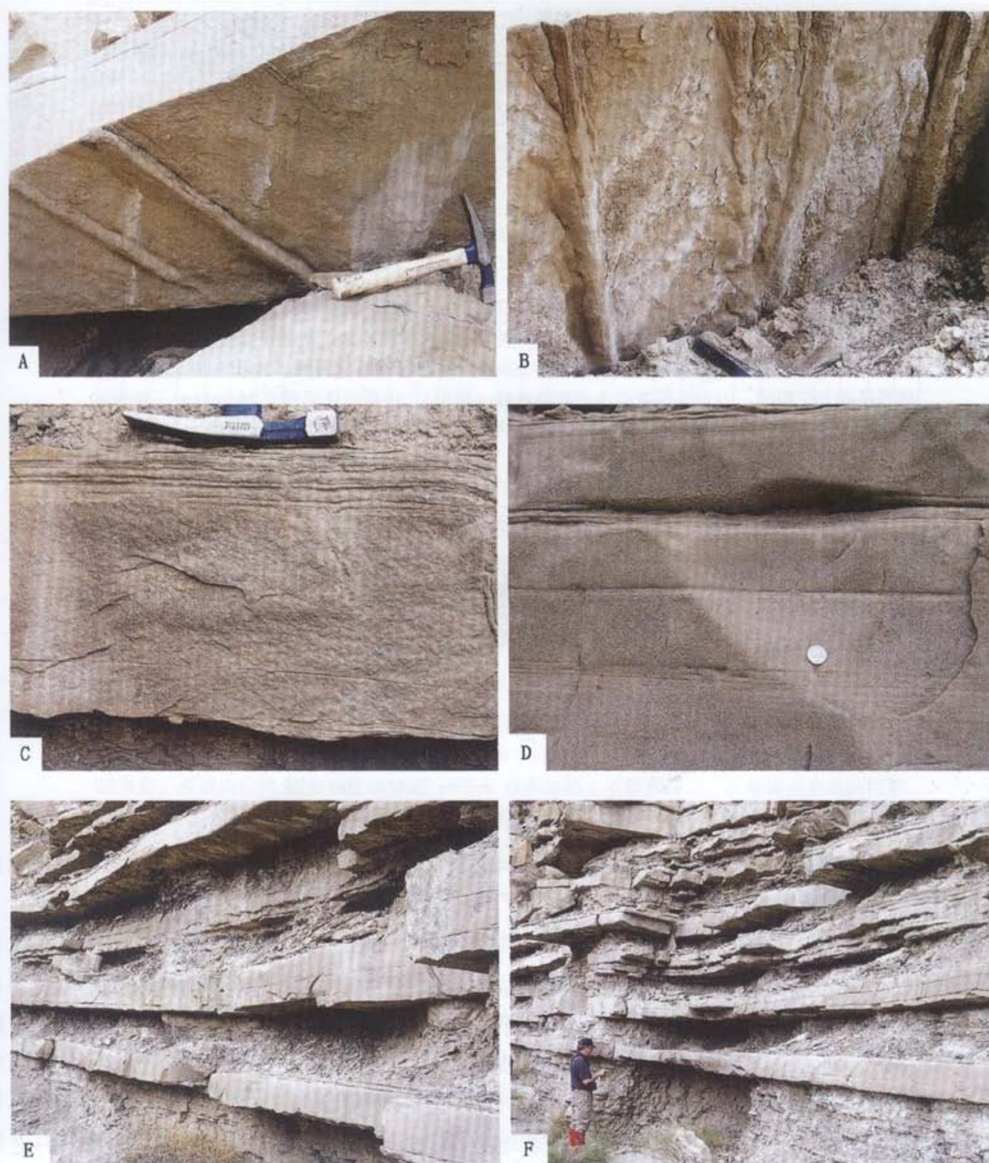


图 7-13 堆积在河控三角洲序列的三角洲前缘下部—前三角洲的下部
(尤他州 Gentle Wash 峡谷的 Panther Tongue)

注意：高密度流在沉积物向深水地区搬运的重要性，因此，水深和粒度之间、或水深变化和粒度趋势之间可能无法建立直接关系。而粒度和与海洋深度无关的沉积能量有关。A、B—浊积体韵律底部的土壤标示；C、D—鲍马序列 A 和 B 段为主的砂质浊积体；E、F—三角洲体系远端的浊积体韵律

在水体加深的情况，也可以出现在水体变浅的情况。这意味着海相向上变粗的序列可以存在于变化的水深条件，包括加深的水体，而不一定有重力流的参与，但也可以单独解释为由于滨线迁移导致的沉积物供给的变化（图 7-20）。除了潮汐流、风暴流和低密度流，重

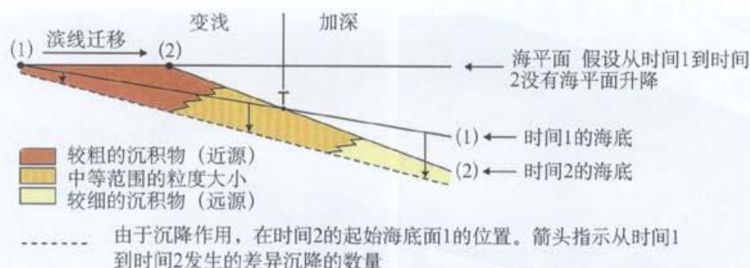


图 7-14　向上变粗序列在水深条件易变的海底的进积

门限值"T"分隔了水体加深和变浅的地区，该门限值位于沉降和沉积的平衡位置。从 T 向陆方向，沉积超过沉降；从 T 向海方向，可容空间的产生快于沉积消耗量。堆积在深水区的序列仍然是向上变粗的，因为沉积物进入点向海迁移（海退）。这是印度尼西亚 Mahakam 三角洲的实例（近滨地区沉积作用＞沉降作用，滨外地区沉降作用＞沉积作用）

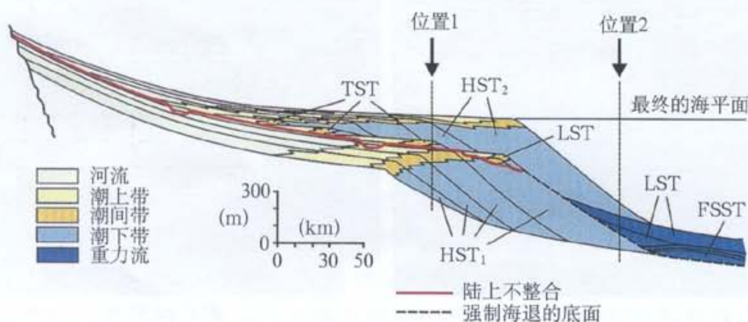


图 7-15　五个体系域的地层结构（剖面由 H. W. Posamentier 提供）

体系域序列解释如下：高位体系域 1（HST_1）—时间步长 1 ~ 4；下降期体系域（FSST）—时间步长 5 ~ 7；低位体系域（LST）—时间步长 8 ~ 9；海侵体系域（TST）—时间步长 10 ~ 12；高位体系域 2（HST_2）—时间步长 13 ~ 15

力流当然仍是晴天浪基面之上重要的沉积搬运机制，但其对盆地内沉积物分配的贡献不会随时间发生变化，这是为了解释图 7-20 那样的沉积模式。无差异沉降时，在加深水体内向上变粗序列的进积需要海岸加积速率（滨线处基准面上升，从三角洲平原顶积层的厚度推测）高于盆地和前三角洲地区的加积速率（反映在三角洲底积层厚度上，图 7-20）。差异沉降的盆地中不会出现这种条件，这类盆地中即使没有海岸加积也会发生深水中的进积作用（图 7-14）。

二、讨论

总之，滨线迁移、沉积物粒度和水深变化之间的关系要比通常推测的复杂。滨线迁移对粒度施加了关键的控制作用，沉积物输入点相对于海盆其他位置的进积和退积作用要明显，因此可以观察到粒度变化。另一方面，粒度大小和水深的关系通常认为是线性关系，会随沉积物供给和沉积能量的波动而变化。沉积物供给很大程度上受滨线迁移控制，而沉积能量受晴天浪基面之上的搬运机制影响，河流沉积物会进入深水环境。这种搬运机制在第六章已详细讨论（沉积物供给和搬运机制部分），包括潮汐流、风暴流、重力流和低密

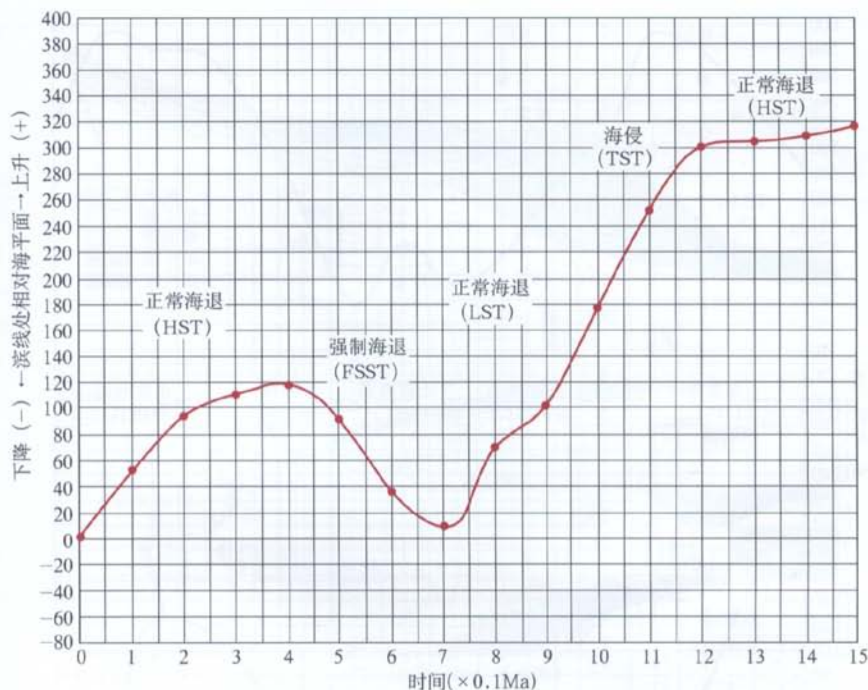


图 7-16 重建的滨线处相对海平面变化曲线

基于每一步长的海岸加积或侵蚀量，滨线处可容空间的变化基于连续的滨线位置之间垂向距离的测定。早期高位体系域（图 7-15 的 HST_1）顶部被陆上不整合侵蚀，正常海退滨线的位置（不保存）可基于整体结构和推测的进积速率进行重建（后者与海岸加积的速率成反比）

度流。

不管可容空间在滨线处是破坏趋势还是产生趋势，向上变粗序列向深盆的进积在强制海退和正常海退都可能发生。远端三角洲环境的水体加深（三角洲前缘前部到前三角洲）可能由下列因素引起：①正常海退背景（图 7-20、图 7-21）下顶积层厚度（快速加积）大于底积层；②强制海退或正常海退背景（图 7-14、图 7-21）下的差异沉降。每种情况下，加深水体中的三角洲进积（即可容空间与沉积的平衡点之上：图 7-20 的门限点“T”）导致了长期斜面的形成（参见 Berg，1982；Bhattacharya 和 Walker，1992；说明三角洲底积层比顶积层薄）。滨线处加积速率越高，或差异沉降的模式越显著，粒度和水深趋势间的偏移量就越明显（门限点“T”越接近图 7-20 中的滨线）。这种原理也适用于发育正常三角洲的海侵背景（图 5-51 至图 5-54）。事实上，通常与海侵滨线伴生的高速基准面上升会使海侵三角洲向深水区进积，从而相对接近滨线。

本章节讨论集中于沉降速率沿倾向为常数（图 7-20）或向盆地方向增加（图 7-2、图 7-14）的构造背景。这些盆地中，海侵期深水中向上变细序列的堆积通常是标准的（海侵三角洲例外，前已讨论）。海退期与传统观念（即认为粒度 / 水深为线性关系）不同，这时向上变粗的序列可能向深水区进积。这种情况常常出现在离散大陆边缘盆地中，也出现在其他张性盆地，或满足上述条件的任何盆地。可是，前陆盆地的碎屑沉积作用可能会有不

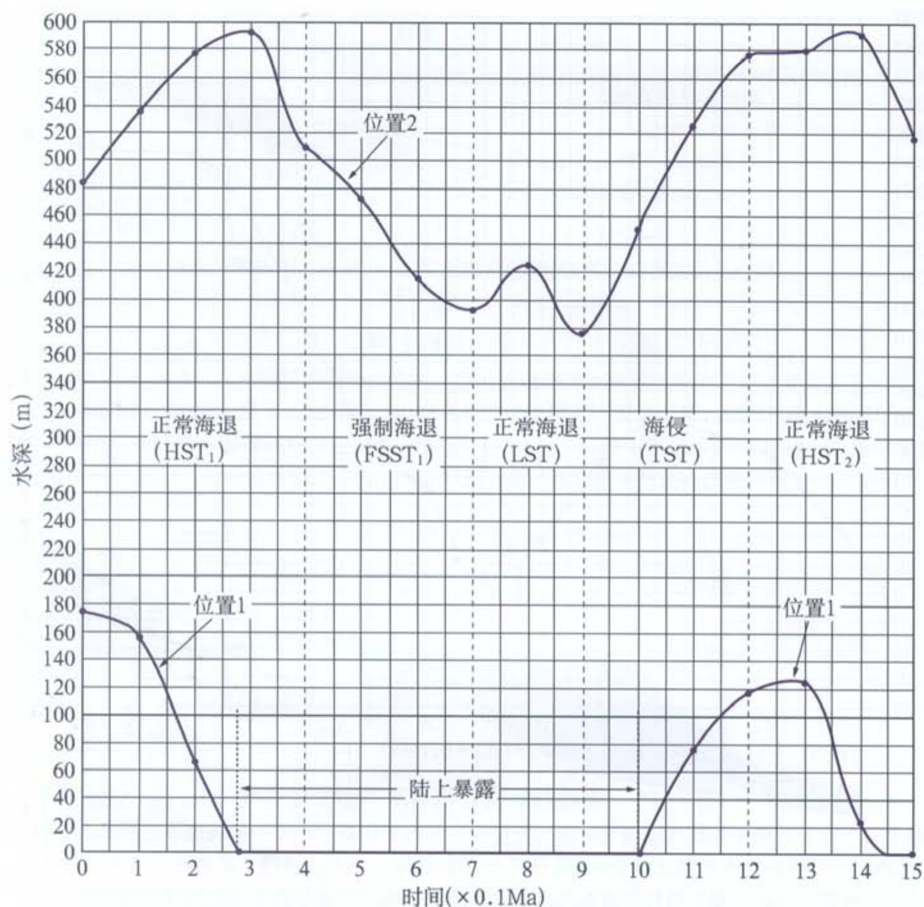


图 7—17　图 7—15 位置 1 和位置 2 的水深变化

注意：垂向剖面中正常海退体系域（进积、向上变粗的沉积）可能与向上加深和向上变浅趋势有关。详见文字内容。LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域；FSST—下降期体系域

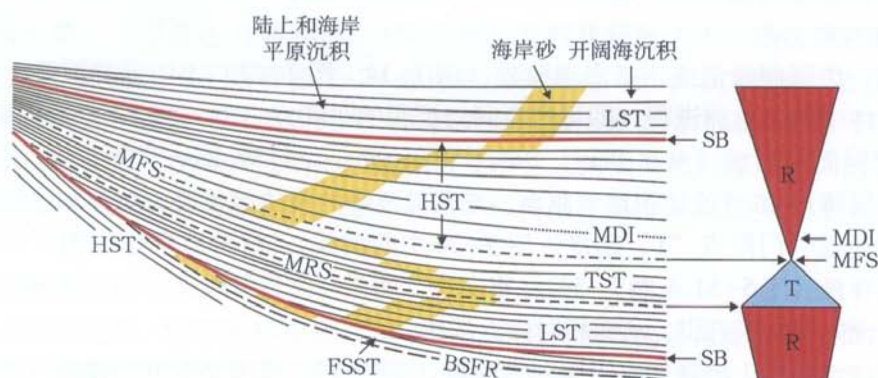


图 7—18　克拉通内盆地缓坡带的层序地层学模式（修改自 Vecsei 和 Duringer，2003）

注意：最大水深段比最大洪泛面年轻，出现在高位体系域内部。最大洪泛面和最大水深段的时间差异是由于盆地边缘和盆地中心之间的沉降速率不同引起的。HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；SB—沉积层序边界；BSFR—强制海退的底面；MRS—最大海退面；MFS—最大洪泛面；MDI—最大水深段；R—海退并向上变粗；T—海侵并向上变细

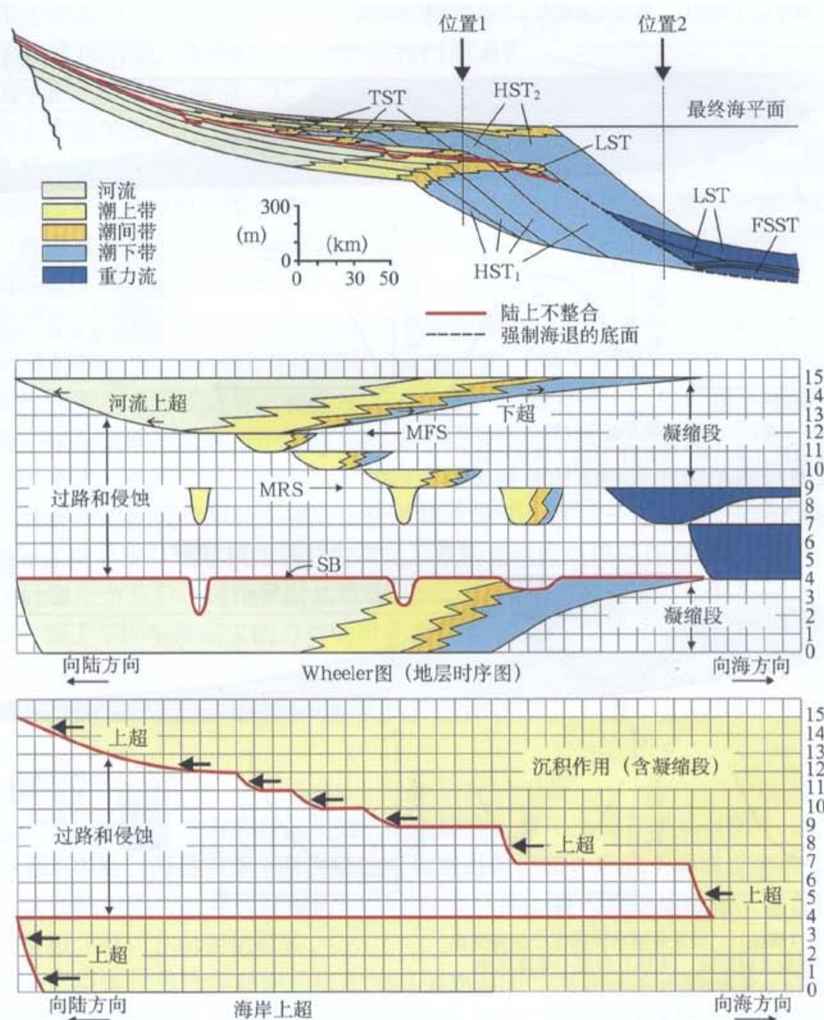
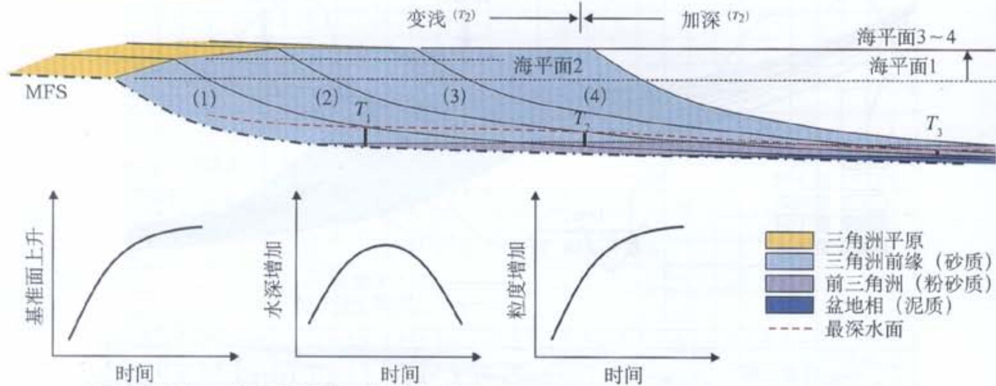


图 7-19　图 7-15 中相的时间—距离关系的 Wheeler 图（H. W. Posamentier 友情提供）

注意：早期用于地震地层学和层序地层学建立全球旋回图的海岸上超曲线，实际上主要由河流上超和海岸上超混合而成。正因如此，“海岸上超”代表海平面上升阶段这一假设是错误的，会产生瞬间事件的海平面下降的情况

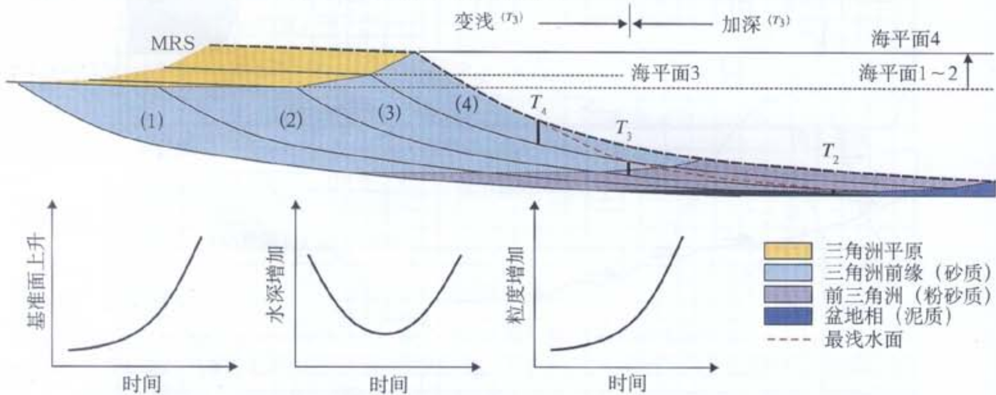
同的模式，因为沉降速率向盆地方向减小（图 2-63）。在这些背景下，海退期浅水环境中的向上变粗序列进积变得标准，而“异常”情况可能包括海侵时浅水环境向上变细沉积物的堆积，这与沉积物输入点的退积及盆地沉降模式有关。例如，如果沉降速率沿前渊倾角方向（近源到远源）在 10 ~ 0m/Ma 之间变化，海平面变化没有记录，而沉积速率为响应滨线退积，沿盆地方向从 3m/Ma 降到 1m/Ma，向上变细的深水区堆积的海侵沉积是近源的，但浅水区是远源的。大陆架碳酸盐台地也会记录等深线的“异常”，如缓慢海侵时远端大陆架障壁礁的生长与基准面上升保持一致（即水深没有变化），虽然滨线发生海侵并在其

1．高位正常海退（HST）：滨线处基准面上升速率随时间降低



时间4（高位）：缺乏差异沉降时整个剖面变浅
大多数最大洪泛面（MFS）形成于加深水体
与最深水高峰有关的面是高度穿时的，形成于HST内部

2．低位正常海退（LST）：滨线处基准面上升速率随时间增加



时间1（低位）：缺乏差异沉降时整个剖面变浅
大多数最大海退面（MRS）形成于加深水体
与最浅水高峰有关的面是高度穿时的，形成于LST内部

图 7-20　高位和低位正常海退背景下基准面、水深和粒度变化趋势

若不考虑差异沉降，可容空间的产生完全由海平面上升引起（与图 7-14 相反）。Berg（1982）及 Bhattacharya 和 Walker（1992；其图 25）完成了有关三角洲进积，并伴随三角洲前缘下部进积至深水的类似图件，其中三角洲底积层比顶积层薄（参见图 7-9 和图 7-15）。滨线处基准面的上升速率与顶积层加积速率（三角洲平原）相匹配，并与进积速率成反比。“*T*”是在每个时间步长中不发生水深变化的门限值，此时可容空间和沉积作用完全平衡。门限值作为基准面上升速率减少或增加的函数，随时间沿倾向发生变化。差异沉降的增加让 T 在每个时间步长接近滨线，因为水体加深的区域会向陆地扩展。注意：最深的和最浅的水面会在滨线附近把最大洪泛面和最大海退面连在一起，向盆地方向分开。也要注意：高位体系域和低位体系域的不同水深趋势：开始加深，随后变浅，又分别变浅再加深。这意味着在深水区最大洪泛面和最大海退面的形成

他洪泛陆架区的水体表现为加深（图 6-49）。

本项讨论表明，应用水深描述沉积物粒度的变化趋势，或观察和推测滨线变化时应谨慎，水深变化的解释要应用生物地层学或年代学资料加以证实。正如 Embry（2002，2005）所倡导的那样，本书中，海侵和“水体加深”趋势等价，或海退和“水体变浅”趋势等价，

如果将其作为普遍规律则易引发误导。这种等价只在滨线附近的浅水区有效（如图 7–20 的滨线和门限点“T”之间）。图 7–20 的门限点“T”之上，三角洲斜坡沉积（向上变粗的海退序列）向深水区进积。事实上，发育良好的顶积层形成的任何时间内，三角洲前缘的斜坡沉积都有可能进积到深水区。



图 7–21　向上变粗序列的进积过程中，水体加深的主控因素图解

两个因素独立起作用或共同作用：①海岸加积，加积速率高于远端进积体系的加积速率（顶积层＞底积层）；②差异沉降，沉降速率向盆地方向增加（沉降＞沉积＋海平面下降）

最后，海侵或海退的滨线迁移紧随有海相盆地整个粒度趋势变化（分别为向上变细和向上变粗），反映了滨线处可容空间和沉积作用的平衡。这种平衡控制了沉积物供给的入盆方式及粒度变化趋势，因为沉积物输入点随时间发生退积或进积。在盆地其他地方，水深依赖于原地可容空间和沉积速率的相互作用，这与滨线附近建立的情况可能会有很大不同。因此，水深变化可以建立与粒度趋势无关的模式。然而，这种模式一定程度上要依赖于每个沉积盆地的沉降体系才可以预测，所以需要使用数值模拟建立模式。粒度和水深变化的差异很重要，因为某些层序地层学界面的定义就是围绕这些概念进行的（见本章后面的数值模拟部分）。

下一个问题是当我们不讨论同时代古滨线时，什么是追踪岩石记录的层序地层学界面的最好标准？基于不同标准定义的界面的时间意义如何？

第四节　定义地层界面的方法

一、引言

所有七个层序地层学界面都与滨线处的基准面变化参照曲线有联系（图 4–7）。其中三个界面（陆上不整合、海侵波浪 / 潮汐侵蚀面和海退侵蚀面）形成于滨线迁移的特定阶段，而其他四个（强制海退起始点和结束时的相对应整合面、最大海退面和最大洪泛面）与滨线迁移的类型和（或）方向变化有关。

对于形成于滨线迁移特定时期的层序地层学界面的时间意义已达成共识：陆上不整合与沉积间断相对应，并且一旦滨线发生强制海退，陆上不整合就可以向盆地方向延伸。海退侵蚀面是高度穿时的冲刷面，形成于滨线强制海退期。类似地，海侵侵蚀面也是高度穿时的冲刷面，形成于滨线海侵期。穿时的概念如图 7–22 所示。



图 7–22　地层界面的等时性和穿时性

穿时界面随时间海侵，即不同地区的时间不同，或是切过时间面或生物带（Bates 和 Jackson，1987）。等时界面是一个时间线，即每个地区的形成时间相同

其他四个界面与基准面旋回的四个事件有关（图 4–7），分别对应从高位正常海退至随后的强制海退变化（Posamentier 和 Allen 所说的相对应整合面，1999）、从强制海退到随后的低位正常海退（Hunt 和 Tucker 所说的相对应整合面，1992）、从海退到海侵（最大海退面）和从海侵

到海退（最大洪泛面）。这四个"事件意义"的界面都有"低"穿时性（图 4–9）。两种相对应整合面的定义是基于区域地层的叠加方式，分别位于海相强制海退沉积的顶和底（图 6–2）。相对应整合面的时间性只依赖于滨线处沉降和海平面升降的相互作用。由于沉降速率可能沿走向变化，相对应整合面有时也有一定的穿时性。最大海退面和最大洪泛面的时间不但取决于滨线处沉降和海平面升降的相互作用，还取决于沉积速率沿滨线的变化。因此可以推测，这些界面会比相对应整合面更加穿时，因此对等时地层格架的建立更加没用，尤其在沿走向方向的剖面上。可是，Posamentier 和 Allen（1999）曾经指出，"即使分隔体系域的界面在盆地尺度上可能有穿时，但其年代差异也常常低于生物地层学分辨率。即使能在区域尺度上建立其穿时性，界面和体系域还是可以在广大地区连续，并能记录盆地演化的重要阶段"。这对于沿走向沉降速率没有快速变化或局部变化的盆地尤其正确，如离散大陆边缘盆地或克拉通内盆地，体系域和边界（事件意义的）界面可能大面积连续。然而，在以走向沉降方式明显变化的构造活跃盆地，体系域边界可能更加穿时，但侧向延伸范围非常有限。

二、相对应整合面

1．下降起始点的相对应整合面

Posamentier 和 Allen（1999）的相对应整合面（相当于 Hunt 和 Tucker 的强制海退底面，1992）接近于滨线强制海退开始时的海底，因此，通常被称为岩石记录中的时间线，尤其沿倾向方向。实际上，在滨外方向存在与沉积搬运速率有关的低穿时记录（Catuneanu 等，1998b），因为与强制海退伴生的首次重力流到达盆地深水区需要时间。海相盆地的倾向上，陆源碎屑沉积物的滨外搬运速率可以从低坡度陆架背景的 0.1 ~ 1m/s 变到陆坡较陡背景伴生的浊流情况的 10 ~ 100m/s（Reading，1996）。以目前的生物地层学或放射性测年技术，这种低穿时率往往不能测定。可是，沿走向的穿时程度更加有意义，也会依据沉降方式发生很大变化。

Posamentier 和 Allen（1999）定义的相对应整合面是相对海平面下降（或基准面）起始点处的沉积界面。这一定义忽略了滨线以外地区的相对海平面变化。这种忽略与相对海平面变化（基准面）参照曲线继承的一般特征有关，正如本章前面讨论的，相对应整合面的时间属性有两种解释。由于沿倾向和走向会存在差异沉降，考虑到盆地内部（而不仅仅是滨线处）每个离散位置的相对海平面下降起始点，就产生高穿时面的定义，此高穿时面可以从 Posamentier 和 Allen（1999）定义的强制海退的最早斜坡沉积中分离出来（参见 Catuneanu 等的完整模拟结果的图 10 至图 14，1998b）。这种穿时界面可能不会在整个盆地延伸，而仅在沉降速率处于海平面变化速率的变量范围内的区域发育（Catuneanu 等，1998b）。结果，记录高沉降速率的沉积中心，超过所有时间的海平面变化速率，经历了连续的相对海平面上升，因此不会形成局部相对下降起始点所定义的界面。这种理论界面不会有基于地层叠加方式定义的岩石记录特征（即不会形成层序或体系域边界），所以对层序地层学几乎没有价值。这些不是 Posamentier 和 Allen（1999）所参考的相对应整合面，它们与滨外相对海平面变化速率的改变无关，在强制海退的海相沉积底部延伸到整个盆地。本项讨论表明，为了避免任何可能的混乱，应用相对海平面变化的参照曲线时指定位置（如滨线处）是多么重要。再者，滨线轨迹（海侵、正常海退或强制海退）代表了控制海盆

沉积物供给的主要转换方式、所有体系域和界面的时间性，其方式与滨外沉降速率的变化无关。

2．下降结束点的相对应整合面

Hunt 和 Tucker（1992）的相对应整合面也基于地层叠加方式进行定义，此面把退覆强制海退朵体与上覆加积低位正常海退沉积分隔开（Hag，1991：“从快速进积准层序到加积准层序的转换”）。这一定义暗示了穿时的相对应整合面，此面向盆地方向更年轻，其穿时率与滨外沉积物搬运速率相匹配。由于穿时率较低，就像前面解释的强制海退底面（Posamentier 和 Allen 定义的相对应整合面，1999）一样，此面通常也接近岩石记录的时间线（Embry，1995：“陆上不整合发育在基准面下降期，并向海迁移，在基准面下降结束时到达其最大范围……，从基准面下降到基准面上升变化时在海洋领域的沉积面是相对应整合面”，在他的图 1 中描述为时间线）。这个界面的近似时间线意义当然不仅沿沉积倾向剖面有效，当沉降速率沿走向变化时，基准面下降和基准面上升之间的转换沿滨线也会发生偏移。

像 Posamentier 和 Allen 的相对应整合面（1999）一样，Hunt 和 Tucker（1992）定义的相对应整合面也很难说就是各倾向剖面基准面下降的结束点。当沉降速率在盆地内发生变化时，在每个离散位置反映基准面下降结束点的连线会成为高度穿时的面，与 Hunt 和 Tucker（1992）基于地层叠加方式定义的层序边界（参见 Catuneanu 等的模拟结果，图 10 至图 14，1998b）分离开来。如果我们正视 Vail 等（1984）所提的二型层序，基准面在滨线处下降但在陆架边缘上升，那么每个离散位置的基准面下降和上升之间转换后，其相对应整合面仅仅发育在大陆架的有限范围内，其他地区由于沉降速率太高基准面不会下降。高度穿时的下降结束点界面不能用作体系域或层序界面，在岩石记录没有沉积学或地层学意义。相反，Hunt 和 Tucker（1992）的相对应整合面，代表了强制海退的最年轻斜坡沉积（图 6–2），与滨外的沉降速率变化无关，时间线仅受滨线处沉降和海平面变化之间的平衡控制。因此沿倾向横断面，相对应整合面的滨外部分会在基准面上升或下降时形成，这取决于盆地内部的沉降方式。本项讨论重申滨线对陆源碎屑进入海盆的重要性，可以作为整个盆地充填的地层结构的参考，包括所有层序地层学界面的时间性，而这些都与滨外沉降速率的变化无关。

三、最大海退面和最大洪泛面

1．定义

有关定义的方法以及这种定义对层序地层学界面时间属性的冲击，都存在争议和疑问，主要在于最大海退面和最大洪泛面的海相部分。目前的定义主要基于：粒度变化和地层叠加方式或等深线（水深）变化。虽然两种方法常常被认为相同，互相变换使用（例如 Embry，2002，2005），但是两种方法考虑了每个界面不同的时间意义（Catuneanu 等，1998b）。正如本章前面所述，海相沉积的粒度趋势和水深变化不必一致，例如向上变粗的序列可以在水体变浅时进积，也可以在水体加深时进积（图 7–14、图 7–20）。

最大海退面的海相部分是海侵—海退（T—R）层序边界的一部分，在观察沉积模式和成因层序模式时仅作为体系域边界（图 4–6）。它可以定义为：①基于地层叠加模式，是分隔下部海退地层（进积，向上变粗趋势）和上部海侵地层（退积，向上变细趋势）的整合

面；②基于等深线（水深）变化，是记录加深幕起始的整合面，即形成于水深到达最浅峰值时期（Embry，2002，2005）。

尽管这两种定义基本相当，但他们考虑了最大海退面的不同时间意义。前者与滨线迁移有关，伴随叠加方式的变化，导致最大海退面在沉积倾向上近似于时间线，与滨外沉降速率和沉积速率变化无关，因为滨线在大多数盆地方向的位置上时间仅仅是一个点。然而，在倾向上沉积搬运速率有关时具有低的穿时率，正如前面讨论相对应整合面那样。滨线海退期，向盆地的沉积物供给产生了向上变粗的海相序列，这与向盆地的相迁移有关，上部覆盖更细的海侵地层（向上变细）。这提供了在露头或地下测井中识别最大海退面的岩石学标准（如图 4-32 和图 4-37）。

第二种定义为高穿时的最大海退面，因为水深变化依赖于沉积速率和沉降速率沿盆地的变化。这种观点认为最大海退面较年轻，具有较高的沉积速率和较低的沉降速率，晚期出现水体由浅到深的转换，但这种穿时性也被认为是“低”的（Embry，2002，2005）。基于水深变化的这类界面穿时率在下面的数值模拟方法中研究。除了自身的实际穿时程度外，定义在“向上变浅”序列顶部的最大海退面可能还会有另一个大的限制，即不会在整个沉积盆地的海相部分发育。这在沉积盆地的活动沉降部分是十分明显的，这些地区的沉降速率超过海平面变化和沉积的总量，水体在滨线处几个基准面变化旋回都持续加深，因此，基于水深变化定义的界面发育就局限于盆地的浅水部分，这里沉降速率较低，沉积速率较高（Catuneanu 等，1998b）。基于水深变化定义的界面的侧向延伸也将在下面的数值模拟中探讨。

类似地，最大洪泛面的海相部分也有两种定义：①基于地层叠加方式，标志着下部向上变细的退积地层（海侵）到向上变粗的进积（海退）地层的转换（Galloway 的“下超面”，1989）；②基于等深线（水深）变化，形成于水体到达最深的峰值（即向上变深序列的顶部；Embry，2002）。

同样，这两种方法定义界面也不必叠加。第一种方法中最大洪泛面对应于滨线沿倾向剖面向陆最远位置的时期（图 5-5）。换句话说，最大洪泛面的时间取决于与滨线轨迹变化有关的沉积物供给方式的改变，从海侵到高位正常海退，而不考虑滨外沉降或水深的变化。即使如此，沿倾向也记录有低的穿时性，这与滨外沉积物搬运有关。除此之外，更大的穿时性存在于沉积走向方向上，因为沉积速率和沉降速率的变化引起了海侵到海退过程沿滨线的时间偏移（Gill 和 Cobban，1973；Martinsen 和 Helland-Hansen，1995）。在最大滨线海侵期，滨外沉积速率极低，在凝缩段内测定最大洪泛面非常困难，这种情况更易于识别为上覆陆源进积楔的底面（图 5-5 中凝缩段和上覆进积滨面相之间的线），可以近似作为下超面。然而，这种方法定义的“最大洪泛面”（实际上是高位体系域内部的一个相接触面）是高度穿时的，与高位滨线海退速率相匹配，这可以通过以火山灰层作为时间标志层来强调（Ito 和 O’Hara，1994）。真正的最大洪泛面，对应于退积序列的顶部最细沉积物峰值，具有低穿时性，位于凝缩段中心。更为重要的是，基于地层叠加方式定义的最大洪泛面（最大海退面）可以盆地范围延伸，因其反映沉积物供给和沉积趋势的主要变化，与滨线轨迹迁移密切相关，而与滨外水深变化无关。

第二种方法定义的最大洪泛面在倾向和走向上都是高度穿时的，因为水体最深峰值时

间依赖于沉积速率和沉降速率沿盆地的变化。就像 Naish 和 Kamp（1997）、T. Naish（私人通信，1998）、Catuneanu 等（1998b）、Vecsei 和 Duringer（2003）注意到的，最大水深通常出现在高位（正常海退）进积楔内部（图 7-18）。这样，进积体和退积体之间的边界（下超面）对应于基于地层叠加方式可识别的物理界面（如图 4-39 和图 4-40）；相反，标志最深水峰值的界面在岩石学上不好测定，只能应用深海底有孔虫古水深加以识别。后一种方法定义的"最大洪泛面"位于向上加深序列的顶部，在低沉积速率和高沉降速率的地区较年轻，这里随后发生了加深到变浅的转换，然而其穿时性被认为较"低"（Embry，2002）。基于水深变化的穿时率可以反映界面类型的特征，下面会用数值模拟方法加以定量研究。除实际穿时程度外，妨碍定义在"向上加深"序列顶部的最大洪泛面应用的是：海盆内部向浅水区域发展的空间限制，这里水体加深和变浅旋回都伴随有滨线的海侵—海退变化。这些区域之外，盆地的活跃沉降区可以记录连续的滨线处多个基准面旋回时期的水体加深，这是沉降速率超过海平面变化和沉积总量的结果（Catuneanu 等，1998b）。

结束点的边界条件可用于海平面升降、沉降和沉积之间复杂相互作用结果的界面分析，如基于水深变化的最大海退面和最大洪泛面。这些界面的时间性会与基于地层叠加方式定义的界面时间性进行对比。

2. 二维模型

为了说明沉积作用和沉降速率对基于水深变化定义的最大洪泛面和最大海退面时间性的作用效果，可以建立一个简单的海相陆架背景的盆地二维几何模型，参见剖面 A。模型把海平面升降作为高频变量，便于与 Posamentier 等（1988）的沉积层序模型对比，但如果将沉降作为高频参数的话，可能也会得到类似的结果。用于变量的其他输入值来自文献（Pitman，1978；Pitman 和 Golovchenko，1983；Angevine，1989；Galloway，1989；Jordan 和 Flemings，1991；Macdonald，1991；Frostick 和 Steel，1993）。

模型中的假设条件如下：

①全球性海平面升降被假定为正弦曲线规律变化，其振幅为 10m，时间周期为 2Ma（图 7-23）。简洁起见，图中仅显示了从高位到低位的半个旋回周期。海平面下降速率从高位的 0 增加到拐点位置（0.5Ma）的最大值 15.7m/Ma，然后再逐渐降低到低位（1Ma）时的 0。

②模型中的盆地横跨 200km，构造沉降速率在一些特定点均为常数，向盆内方向，从剖面近端的 20m/Ma 逐渐增加到远端的 40m/Ma。这与 Pitman（1978）、Angevine（1989）、Jordan 和 Flemings（1991）等提出的简单离散边缘模型类似。

③沉积速率以线性关系变化，从盆地剖面近端的 15m/Ma 逐渐减小至剖面远端的 5m/Ma。反映较粗的颗粒大多沉积在离滨线比较近的地方这一趋势。由于沿着盆地剖面沉积速率是任一点到滨线距离的函数，因此它必然随着滨线的进退而改变。同时模型中沿剖面的每个点在每个模拟时间都要重新计算沉积速率，这也是必要的。然而，相比于模拟的盆地剖面（200km），这种改变无关紧要（每个时间步均小于 150m，Catuneanu 等，1998b），因此为简化起见，在任一点的沉积速率都被近似当作常数处理。

沿着盆地剖面方向，构造沉降与沉积过程的互相作用给出了海底相对于地球中心点的运动速率和方向。与盆地规模相比，沉积相的横向变化可以忽略，垂向上剖面中特定点的

运动速率在海平面半个旋回周期内仍然保持为常数，这一速率确实在空间内变化，然而它反映了沿盆地剖面方向上的差异沉降与沉积速率。

模型以 0.125Ma 的间隔进行计算。对每个逐渐增加的时间步长，沿剖面的每个点上，海平面变化率（图 7–23）和沉降速率及沉积作用的总和可以计算全盆地的水深变化速率。图 7–24 为计算结果，表明了在剖面 A 中哪些地方水体变浅，哪些地方水体加深。这两个区域的边界处水深保持不变，此点位置的变化对应着沉积物供给与沉积平衡点的变化。

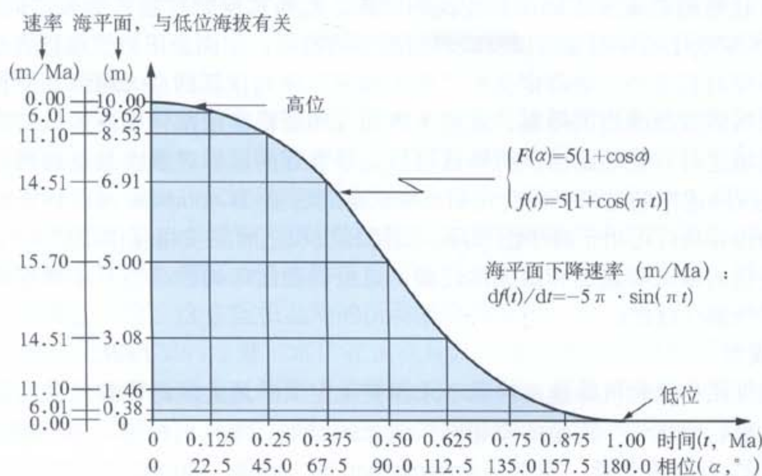


图 7–23 数学模型中的全球海平面变化曲线（据 Catuneanu 等，1998b 修改）

假设全球性海平面升降呈正弦规律变化，其振幅为 10m，时间周期为 2Ma。图中仅显示出从高位到低位的半个海平面变化旋回（180° 相位或 1Ma），海平面变化速率的一阶偏导数以正弦曲线规律变化，左边的图中以 0.125Ma 间隔显示了变化过程

3．模拟结果

模拟从海平面高位开始，该处的海平面变化速率为零。此时水深变化与海底垂直方向的运动速率相等，在整个剖面都是正值（图 7–24），在剖面 A 中水体加深。

图 7–24 为 1Ma 的海平面从高位到低位的半旋回中，持续变化时间步长的模型。在每个时间步长，剖面中水深变化为零的位置被标示出来，此点与最浅或最深水体形成的面有关，将水体加深区域和水体变浅区域划分开。时间步长 1 至 5 产生的面是基于水深变化定义的最大洪泛面，它将水体加深趋势与变浅趋势分开。时间步长 5 开始产生的面被定义为最大海退面，对应海水最浅的位置。由于从时间步长 1 至时间步长 5，海平面下降速率增加（图 7–23），就需要越来越大的沉积速率与之相平衡，以保持水深的稳定，直至其达到水体向上加深趋势的终点。平衡点随时间变化逐渐向盆地方向迁移，产生的最大洪泛面比其在向盆地边缘迁移时产生的洪泛面要晚。

时间步长 5（0.5Ma）对应以正弦形式变化的海平面曲线的拐点位置，代表最大的海平面下降速率。在剖面中位于 71.3km 处，对应沉降与沉积相互平衡的点（图 7–24）。从此点向盆地方向，水体将不再变浅，而是逐渐加深。在这种情况下，该点更远处不再形成水体变浅的面。

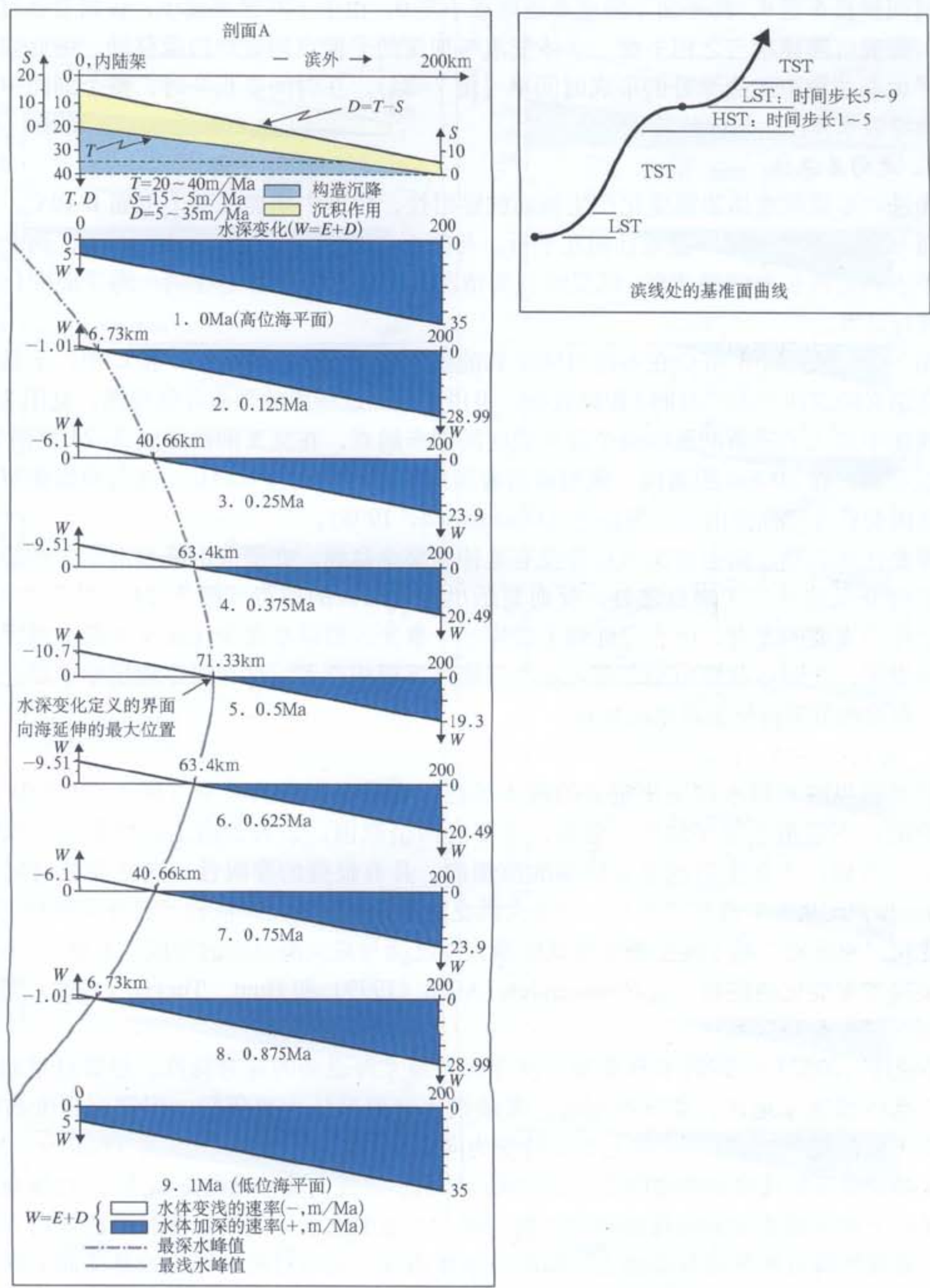


图 7–24 剖面 A 上，标志最浅水和最深水峰值的界面形成的时间属性和轨迹，是剥蚀、沉降和沉积相互关系的函数（据 Catuneanu 等，1998b 修改）

顶部剖面提供了沉降和沉积的输入值。沉降和沉积作用的关系定义了相对于地球中心的海底垂向迁移速率（D）。盆地剖面上，水深变化速率（W）用从高位到低位半个海平面变化旋回的九个增加的时间步长来表示。依据水深变化定义的最大洪泛面和最大海退面，在每个时间步长内水深变化等于零的地方形成。此例中，高位正常海侵（递减的基准面上升）之后是低位正常海退（递增的基准面上升），中间没有强制海退的间隔期。LST—低位体系域；TST—海侵体系域；HST—高位体系域

时间步长 5 至 9，海平面下降速率逐渐减小至 0，由于下降速率减小，仅需要通过较小的垂向海底沉降速率与之相平衡，水体变浅与加深的平衡点向盆地边缘移动。由此表明最浅海平面在盆地中比边缘处的形成时间早（图 7–24）。在时间步长 9 时，整个剖面中持续的沉降导致水体产生加深趋势。

4．走向差异性

为进一步说明水体加深变化产生剖面的穿时性，模型中增加了两个剖面 B 和 C。这两个剖面与剖面 A 处于同一盆地且相互平行，与剖面 A 分别相距 50km 和 100km，两个剖面被赋予不同的沉积与沉降速率，以反映现实情况。所有的模型都是在同一海平面变化半旋回中进行计算。

图 7–25 为剖面 B 和 C 在不同时间步长的模型输出图。剖面 A、B 和 C 中，于基于水深变化定义的这两个面的时间 / 距离数据，可用于建立这些面的平面等值线图，见图 7–26。等值线图中加入了三条剖面中两个面形成时间同步的点，在交叉剖面和图 7–24 至图 7–26 中可以看出，在 200km 距离内，模拟面沿着倾向的穿时会超过 0.5Ma，这与根据侏罗系和白垩系内菊石分带性得出的结果接近（Obradovich，1993）。

需要注意的是，向上变浅的趋势没有延伸至整个盆地，在那些沉降和沉积之和持续超过海平面降低速率的关键点之外，反而显示出持续加深的趋势（图 7–24、图 7–25）。这是一个相当重要的发现，因为它强调了这样一个事实，即以水深变化定义的最大洪泛面和最大海退面，在到达盆地中心之前可能在与滨外沉积相交了，这与层序地层学中早先的目的——在盆地范围内标出边界面相背。

5．讨论

目前应用的利用水深变化定义的最大洪泛面和最大海退面模型（图 7–23 至图 7–26 中介绍的）不适用于层序地层学分析，主要有两个原因：①其侧向上延伸很小，仅限于盆地变浅区域；②在生物地层分辨率的范围内，具有很强的穿时性。这些面的时间界定（Catuneanu 等 1998 年将其定义为 B 型最大洪泛面与最大海退面）依赖于滨外沉降与沉积速率的变化。相反地，基于地层叠加样式的最大洪泛面与最大海退面的形成（A 型），不受沉积和沉降速率变化的控制，与 Posamentier、Allen（1999）和 Hunt、Tucker（1992）等定义的相对应整合面概念类似。

Embry（2002）认识到了 B 型最大洪泛面和最大海退面的穿时特性，尽管只是非定量研究。高沉积速率地区，如滨线附近，其最浅水峰值被认为更年轻，但穿时程度被限定在低位正常海退持续期："从向上变浅转变为向上变深趋势（最大海退面，Embry，2002）……从基准面开始升高的向盆位置开始形成，结束于滨线向陆移动的起始点"。在基准面变化仅受控于海平面变化的滨线强制海退期，整个盆地中的水体变浅，此时这种评估才是合理的。差异沉降可能导致基准面上升和滨外水体加深，同时对应滨线处的基准面下降（如 Vail 等，1984；Catuneanu 等，1998b）。这意味着与最浅水峰值位置相对应的 B 型最大海退面，事实上可能在强制海退时开始形成，也就是在滨线基准面开始上升之前。在这种情况下，B 型最大海退面的最早部分对应陆上不整合，这比 Hunt 和 Tucker（1992）提出的相对应整合面时间早。此界面继续向陆方向形成，直至海侵开始。陆上不整合、相对应整合面和 B 型最大海退面间的时空关系表明，基于水深变化定义的任何层序地层界面都是不合

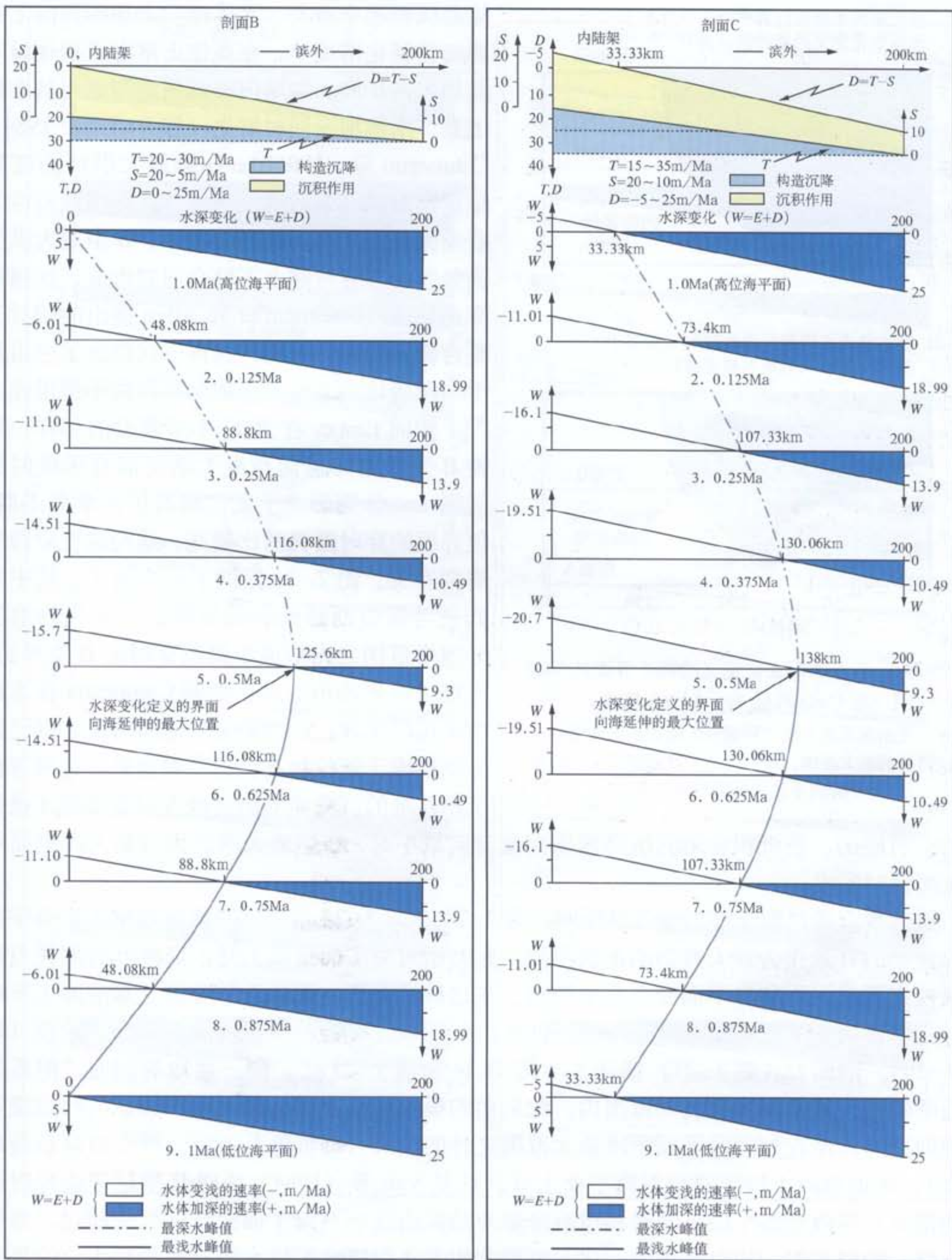


图 7–25　模型运行的剖面 B 和 C 的增量输出结果（据 Catuneanu 等，1998b 修改）

这些剖面的沉降和沉积速率与剖面 A 不同，但应用了图 7–23 中相同的海平面变化曲线。简写注释见图 7–24

适的。

当滨线到达最大海侵位置时，B 型最大洪泛面（海水最深时）在近岸地区开始形成，

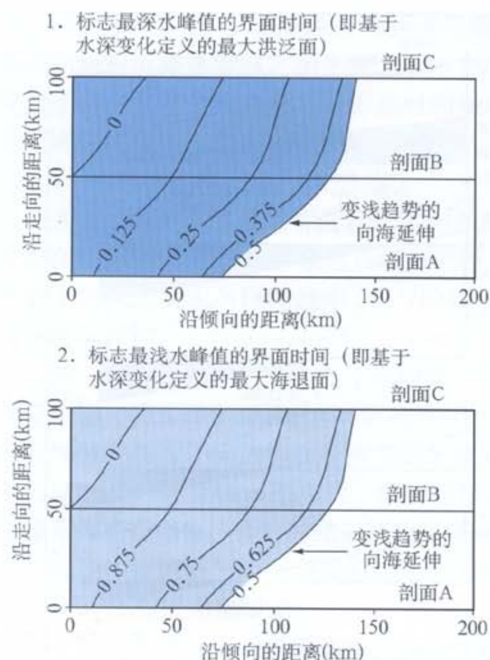


图 7-26　基于水深变化定义的两个界面的等时图（据 Catuneanu 等，1998b 修改）

注意：界面向滨外方向有限延伸，沿边界线连接标志变浅趋势的最大范围。图中等值线显示模型运行的每个时间步长的界面形成地点

该处沉积速率最大，水体由向上加深到向上变浅趋势转化得更早，在高位正常海退期逐渐向盆地方向扩展。盆地内滨线强制海退与基准面上升、水体加深同时发生（如 Vail 等，1984；Catuneanu 等，1998b），B 型最大洪泛面在高位正常海退结束后继续形成，此时滨线附近的基准面持续下降。这种情况下，B 型最大洪泛面最新的部分与陆上不整合同时形成，比强制海退底面（Posamentier 和 Allen 提出的相对应整合面，1999）要晚。这再一次指出了应用基于水深变化定义的层序地层界面的不适用性。

如同 Embry 在 2002 年所假设的那样，即使 B 型最大海退面与最大洪泛面有形成时的间隔——分别形成于低位和高位正常海退期，但界面的穿时度仍然比较高，这与这些阶段的周期有关。图 7-24 提供了一个例子，其中的低位与高位期持续时间足够长，在生物地层分辨率范围之内形成了具高穿时的 B 型界面。也许更需要指出的是，如同 Catuneanu 在本章中模拟的那样，B 型最大海退面与最大洪泛面分别形成于低位和高位正常海退期，这只有在沉积盆地的沉降速率向盆地方向增加时才是合理的。对应的，当沉积盆地的沉降速率向盆方向减小时，B 型最大洪泛面与最大海退面可能在海侵时形成。

这些观点通过数学模型很容易证明。图 7-24 与图 7-25 是以沉降速率通常大于海平面下降速率的背景作为输入数据的正演模拟。此时相对海平面持续上升，滨线处的海侵与海退转换主要受沉积和海平面变化速率控制。在这种情况下，高位正常海退（基准面上升减速）立即被低位正常海退替代（加速基准面上升），而不需要在其中发育强制海退阶段（如图 7-24）。剖面 D（图 7-27）描述了与图 7-24 和图 7-25 处于同一盆地的剖面，但其沉降速率较低，处于海平面波动范围内。此剖面的模拟结果表明，相对海平面在滨线位置随时间而升降，而在相对海平面下降最大范围之外的滨外（即沉降开始超过海平面降低最高速率），盆地倾向于持续的相对海平面上升。这是 Vail 等（1984）面对 II 型层序边界时遇到的情况：滨线处海平面下降量超过沉降量与陆架边缘相对海平面上升（沉降超过了海平面下降）同时发生。相对海平面变化与沉积的相互作用决定了标志最浅与最深水位的界面的形成时间（图 7-27）。注意这些面的一些特性：①向盆地方向的延伸范围有限；②在不受水位变浅影响的点（沉降速率 > 海平面变化 + 沉积速率）的位置相遇；③不仅在滨线正常海退期形成，在强制海退期也能形成，与陆上不整合面形成时间相同。这些面的计算穿时率接近最高频率的四分之一（本例中海平面的变化周期为 2Ma；Catuneanu 等 ,1998b），

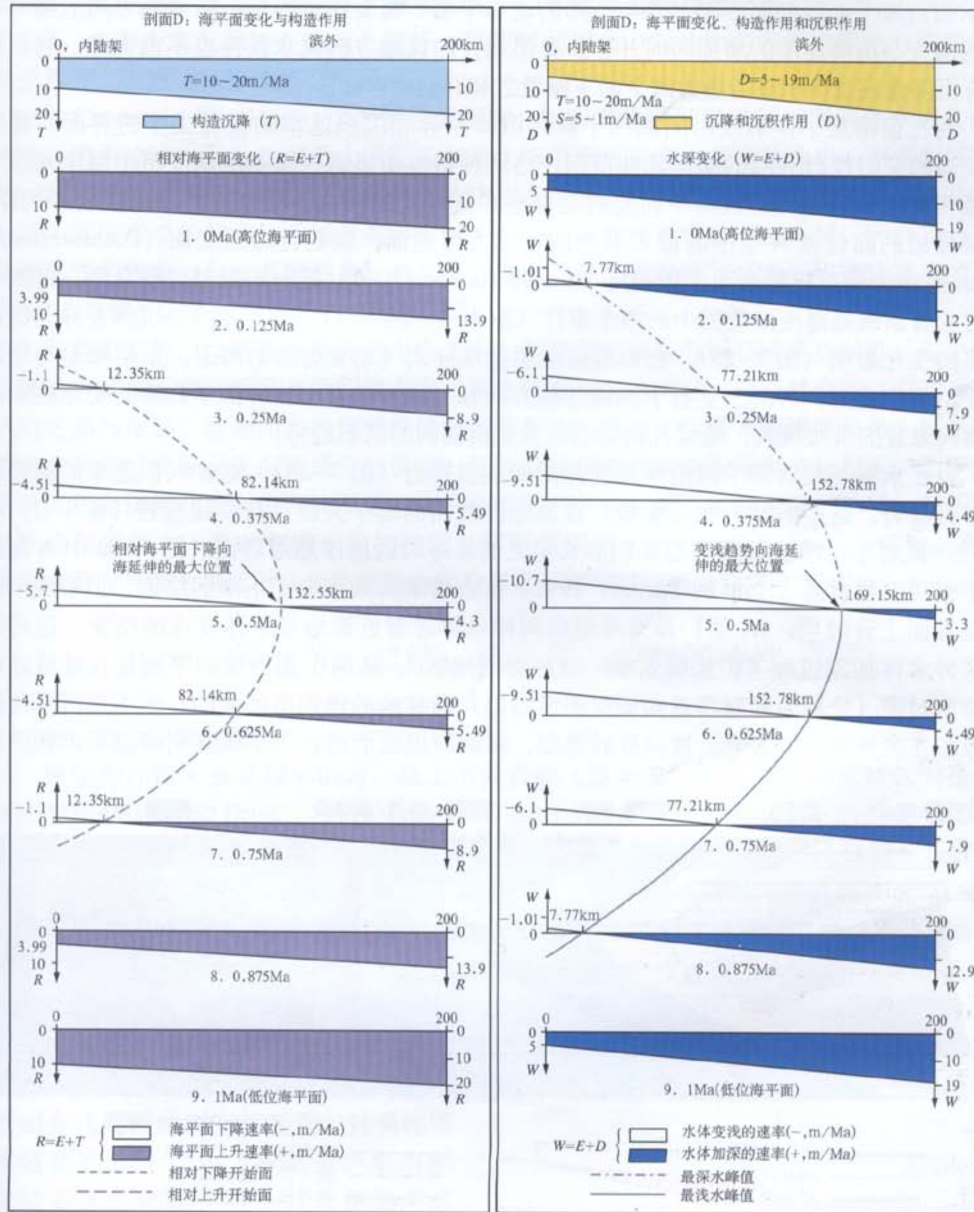


图 7–27　穿时面的形成

该面分隔相对海平面下降和相对海平面上升时堆积的沉积物（左图），以及分隔堆积在水体加深和水体变浅条件下的沉积物（右图）。简写注释见图 7–24

这与 Angevine（1989）、Christie–Blick（1991）以及 Jordan 和 Flemings（1991）等模拟的四分之一旋回相位变换一致。

图 7–28 为显示 A 型与 B 型最大洪泛面与最大海退面形成时间的 Wheeler 图，图中还

显示相对海平面沿剖面方向上升与下降的动态平衡。需要注意的是：向盆地方向上相对下降的消失与沉降速率的增加同时并存。类似地，向盆地方向浅水条件也不占优势，它们最终在沉降量超过沉积量与最大海平面下降量之和时同时停止。

现在很清楚了，形成时间取决于滨外沉降差异和沉积速率的各种类型的界面，都具有较高的穿时性与有限的侧向延伸范围。这两种特性使得这些面不足以应用于层序地层与区域相关性研究，实际应用中需要的是那些在盆地范围内广泛分布且时间跨度较小的面。这种理想的面包括A型中的最大洪泛面和最大海退面、强制性海退底面（Posamentier和Allen提出的相对应整合面，1999）、Hunt和Tucker（1992）提出的相对应整合面。这四个面对应着滨线处基准面旋回中的四个事件（图1–7、图4–7），且不受滨外沉降差异与沉积速率的变化影响（图7–28）。它们根据地层叠加样式（划分为强制海退、正常海退与海侵地层结构）定义，时间上受控于滨线迁移方向和（或）类型。这种滨岸轨迹的变化控制沉积物向海盆的供给模式、地层几何形态以及上面提到的沉积趋势。

表征水深与相对海平面沿倾向变化的曲线很接近（图7–28），随着沉积速率的偏移显示平行趋势。这些时间—海侵曲线，在基准面旋回的四个关键点与滨线相遇（图1–7、图4–7），此时形成四个根据地层堆积形式定义的准等时的层序地层界面（图7–28中A型）。由于相对应整合面（Hunt和Tucker，1992）标志着滨线处基准面下降的结束，但形成于滨外基准面上升时期；（A型）最大海退面同样也标志着近滨地带水体变浅的结束，但形成于滨外水体加深过程（扩张型盆地，前陆变浅地区）。这两个面为顶的序列是在滨线迁移的特定时期（分别为强制海退和低位正常海退）向盆地的进积而形成的，而不受沉降与沉积速率在滨外变化的影响。按同样的思想，强制海退底面被作为滨线强制海退期堆积的所

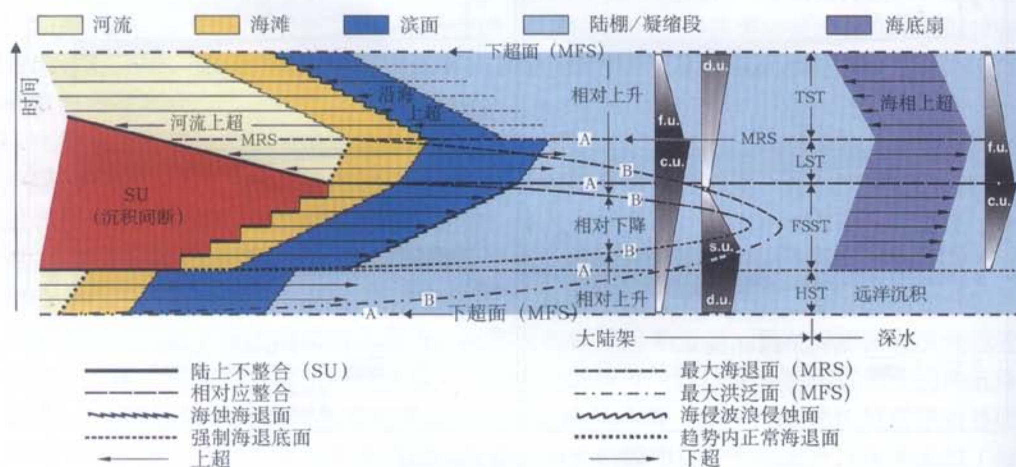


图7–28　A型界面和B型界面的时间意义（据Catuneanu等，1998b，修改）

A型界面由地层叠加方式定义，为体系域界面。A型界面的时间取决于基准面变化，或取决于滨线处基准面变化和沉积的相互作用。A型界面的时间与滨外的沉降变化和沉积速率无关。B型界面的时间属性取决于滨外的沉降变化和沉积速率，具有高穿时率（高频变量时间的四分之一：Catuneanu等，1998b）。A型界面和B型界面在滨线处连接，向滨外方向分散。HST—高位体系域；FSST—下降期体系域；LST—低位体系域；TST—海侵体系域；RST—海退体系域；c.u.—向上变粗；f.u.—向上变细；d.u.—向上变深；s.u.—向上变浅。注意：粒度和水深变化是不能相互转变的概念

有沉积物的底面，即使一些深水"强制海退"沉积物是在相对海平面上升条件下堆积（图7-28）。由于所有沉积物在横向上相连，沉积时间相当，向盆地的沉积物供给与滨线强制海退相关，因此这种方法具有可行性。

如 Catuneanu 等（1998）详细解释的那样，B 型面的应用可以使不同的体系域具有等时性（图 7-28）。因为 B 型最大洪泛面与最大海退面可以在一个比盆地中心更浅的区域相交，在水深持续加深条件下，堆积在盆地中心区域的沉积物可以作为海侵体系域，并与盆地浅水地区形成的其他体系域具有等时性。当然，这种观点容易产生误解，因为划分不同叠置形式的界面（与体系域相关）事实上在倾向上是准等时线（反映沉积搬运速率的穿时率小），与滨外沉降和沉积速率的变化无关。

所有类型的、反映重要事件的面在走向上都显示出固有与潜在的高穿时性，与之相对的是沿着滨线方向，沉降与沉积速率在走向上的变化。这两种相对应整合面（强制海退沉积的底部与顶部）在走向上的穿时性只受沉降速率的影响，而最大海退面与最大洪泛面在走向上的穿时性除了受沉降速率的影响，还与沿滨线方向的沉积速率变化相关。由于向滨线的沉积物供给在走向上变化明显，海退向海侵的转换，或海侵向海退的转换，在不同的地区会相差很大，有时在同一生物地层分辨率范围内（如 Gill 和 Cobban，1973）。因此，最大海退面与最大洪泛面在年代地层格架内显得不如相对应整合面那么重要。

第五节　总结：地层界面的时间特性

一、陆上不整合面

假定时间线不会穿越界面时，陆上不整合面（图 4-9、图 4-13）通常被认为是"时间边界"（Winter 和 Brink，1991；Embry，2001b），即所有不整合面之下的地层年代都比其上的地层年代久。这种理论是一种普遍规律，还是由于缺少严谨测试得到的人为结论还有待验证。术语中跨越时间线的穿时不整合面的形成可能与隆起区的迁移有关（Cohen，1982；Johnson，1991；Crampton 和 Allen，1995）。其他形成机制可能还有与时间—海侵陆上不整合的形成有关，如强制海退本身及在滨线处基准面变化引起的河流体系的滞后响应等。

现在广泛接受的是在滨线处的基准面变化仅控制着河流上游有限距离内的河流动力（Shanley 和 McCabe，1994；图 3-3、图 7-29）。这个距离随着地形梯度、河流规模和基准面变化规模的改变而变化，但变化范围通常在几十公里（如得克萨斯州科罗拉多河为 90km）至一些大型河流的超过 200km（如密西西比河为 220km，Shanley 和 McCabe，1994）。除了基准面对向陆方向的有限控制外，河流主要受气候与构造共同作用的影响（Shanley 和 McCabe，1994；Blum，1994）。在内陆地区，河流加积和退积旋回可能受沉积

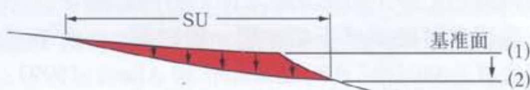


图 7-29　与滨线处基准面下降对应的陆上不整合的形成（据 Shanley 和 McCabe，1994 修改）
基准面下降对河流沉积的影响向陆地方向消失。箭头表示河流下切的数量，向上游减少。基准面变化控制的地区上游尖灭点位置在滨线处取决于多个变量，包括基准面变化量、地形梯度和河流规模

物负载与卸载变化所驱动。这种旋回可能与那些基准面变化产生的相有很大不同（Miall，1996）。

图 7–29 为滨线处基准面下降形成的陆上不整合面。由于在强制海退期，滨线向盆地方向迁移，陆上不整合面向盆地方向扩展延伸，基准面下降对河流过程的影响区域也随之相应变化（即图 7–29 中假设距离“SU”在强制海退期保持稳定）。在超出基准面控制的区域，陆上不整合面向陆方向将会终止，在强制海退期间，河流加积可以位于不整合面之上，同时，退覆滨面沉积在滨线前方进积（Sylvia 和 Galloway，2001；Galloway 和 Sylvia，2002；图 7–30）。这样，早期进积在陆上不整合之上的陆相地层可能比后来下降期同一陆上不整合面削蚀的滨面沉积的时间更早（图 7–30）。这种现象在墨西哥湾海岸的 Brazos 河流域第四系中得以验证（Sylvia 和 Galloway，2001；Galloway 和 Sylvia，2002），那里的时间线跨越了穿时陆上不整合面，向盆地方向地层年代更新。由于在下降期，陆上不整合向盆地方向的延伸，沿倾向穿时程度与强制海退的速率相一致。沿走向，强制海退的开始与终止可以被差异沉降来调整，这决定了走向上陆上不整合的穿时程度（图 7–31）。值得注意的是，陆上不整合可能在走向与倾向上都是穿时的，即使它们的时间与沉积无关。

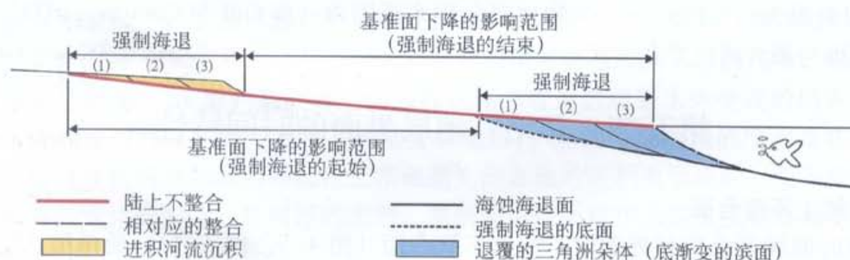


图 7–30 与陆上不整合有关的河流和滨面的强制海退沉积（据 Sylvia 和 Galloway，2001 修改）

基准面下降的影响地区随时间保持不变，向盆地方向随强制海退的速率变化。时间层序（1）、（2）和（3）显示强制海退作用的时间步长。早期河流地层进积在陆上不整合之上（如时间 1），老于晚期强制海退的滨面沉积（如堆积在时间 3 的朵体）。后者顶部为陆上不整合，在强制海退时期向盆地延伸。本例中陆上不整合不是时间屏障，因为它被时间线穿过

Posamentier 和 Allen（1999）讨论了另一种可能产生随时间推移的陆上不整合的形成机制，与河流系统下游控制作用的滞后反应有关。滨线处基准面下降的终止可能紧随河口下切作用的停止，但“因为下切作用向上游方向的扩展需要一段时间（即河口处基准面变化与其到达上游下切尼克点之间的时间；图 3–31 和图 3–32），河流上游在相对海平面下降停止后仍然可能继续下切冲刷一段时间。……在这种滞后响应带来了另一种潜在的不整合层序边界的穿时性”（Posamentier 和 Allen，1999）。

二、相对应整合面

相对应整合面（Hunt 和 Tucker，1992；图 4–9、图 4–18）位于所有形成于滨线强制海退期的海相沉积顶部，包括深水海底扇体的部分。该层序地层界面是基于地层叠加样式定义的（“从一种快速进积式准层序转变成加积准层序，如与退覆的最新斜坡沉积”，Haq，1991）。相对应整合面通常近似于一个时间线（强制海退结束时的海底，Embry，1995），尽管从技术上讲它是穿时的，向盆地方向逐渐变年轻（Catuneanu 等，1998b），但其穿时率

地层界面			沿倾向的穿时性	沿走向的穿时性
层序地层学界面	事件意义	相对应整合	沉积搬运速率（1）	沉降速率（2）
		强制海退的底面	沉积搬运速率（1）	沉降速率（2）
		最大海退面	沉积搬运速率（1）	沉降速率和沉积速率（3）
		最大洪泛面	沉积搬运速率（1）	沉降速率和沉积速率（3）
	阶段意义	陆上不整合	强制海退速率（3）	沉降速率（2）
		海侵侵蚀面	滨线海侵速率（3）	沉降速率和沉积速率（3）
		海退侵蚀面	强制海退速率（3）	沉降速率（2）
趋势内相接触界面		趋势内正常海退面	正常海退速率（3）	沉降速率和沉积速率（3）
		趋势内强制海退面	强制海退速率（3）	沉降速率（2）
		趋势内洪泛面	滨线海侵速率（3）	沉降速率和沉积速率（3）

图 7-31 穿时率的控制因素，表征七个层序地层学界面和最主要的趋势内相接触界面

穿时程度：（1）低（即低于生物地层学或放射性年代学的分辨率）；（2）低到高；（3）高（即可能在生物地层学或放射性年代学的分辨率之内）。表中的地层界面基于地层叠加方式进行定义（图件标准总结参见图 4-9）。事件意义的层序地层学界面（即对应于下降的起始点、终点、滨线处海退结束和海侵结束点；图 4-7）沿走向更加穿时，尤其是在其时间取决于滨线处沉积和（或）沉降速率的变量时。这些界面沿倾向近似于时间线，滨线轨迹的变化和沉积物向海盆的供给方式控制了时间，而不管滨外沉降速率或水深的变化；其穿时性受限于沉积搬运的速率（通常在 0.1 ~ 100m/s）。相反，阶段意义的层序地层学界面（即形成于岸线迁移的特定阶段）沿倾向趋于更加穿时，其穿时速率与滨线迁移速率有关。沿走向方向，这些界面的时间受控于沉积速率和（或）沉降速率沿滨线的变化。与阶段意义的层序地层学界面类似，趋势内相接触界面的穿时性沿倾向方向与滨线迁移速率有关，沿走向方向与控制滨线迁移的因素有关［即沉积作用和（或）沉降速率］。注意：沿滨线的差异沉降影响所有地层界面的穿时性，而沉积作用只对海侵—海退曲线有关的界面的穿时性增加影响

与滨外沉积物搬运速率有关。这种穿时率很低，从陆棚环境的 0.1 ~ 1m/s 到陡峭斜坡环境的 10 ~ 100m/s，这比目前技术所能达到的分辨率要低。

必须注意的是，相对应整合的时间仅与滨线处基准面变化有关，与基准面在盆地海相部分的起伏无关。在海相部分的每个不连续位置（图 7-27；图 7-28 中的 B 型相对应整合），根据相对下降与后期的相对上升的盆地时间边界绘制的平面图是高度穿时的，且与地层叠加样式无关（即不是一个体系域的边界）。

如上所述，相对应整合的准时间线仅在沿沉积倾斜剖面上具有真正的意义。沿走向方向，沉降速率的变化可能使沿着滨线的基准面下降与上升之间的转换产生偏移（Catuneanu 等，1998b；图 7-31）。这种穿时性随沉积盆地类型和相关的沉降机制的改变而变化。在被动边缘盆地或克拉通内盆地其意义比较低，但在一些构造活动性盆地其意义则很大。

三、强制海退的底面

强制海退的底面（Posamentier 和 Allen 提出的相对应整合，1999；图 4-9、图 4-25）位于滨线强制海退期形成的所有海相沉积物的底部。此界面基于地层叠置样式而定义（即与退覆有关的最老斜坡沉积），时间上与滨线处基准面开始下降的时间相对应。与相对应整合面类似，强制海退的底面通常也是近似为时间线（海底或强制海退开始时），但事实上，

它是穿时的，向盆地方向变年轻，其穿时率与滨外沉积物搬运速率有关（Catuneanu 等，1998b）。这种穿时速率非常低，从陆棚环境的 0.1 ~ 1m/s 到陡峭斜坡环境的 10 ~ 100m/s，这比目前技术所能达到的分辨率要低。

与相对应整合情况类似，强制海退底面的时间受滨线处基准面变化控制，与不同的沉降速率引起的向盆地方向的基准面起伏无关（图 7-28）。在盆地海相部分的每个不连续位置处（图 7-27；图 7-28 中的 B 型相对应整合），根据相对上升与后期相对下降的时间边界绘制的平面图是高度穿时的，且与地层叠加样式无关（即不是体系域边界）。

如上所述，强制海退底面的准时间线仅在沉积倾斜剖面上具有意义。沿走向方向，沉降速率的变化可能使沿滨线的基准面上升与基准面下降间的转换产生偏移（Catuneanu 等，1998b；图 7-31）。这种穿时性随沉积盆地类型和相关沉降机制的改变而变化。在被动边缘盆地或克拉通内盆地其意义比较低，但在一些构造活动性盆地其意义则很大。

四、海退侵蚀面

海退侵蚀面（图 4-9、图 4-29）是一个高度穿时的不整合面，滨线处基准面下降期，该面随着强制海退速率的增加向盆地方向延伸（图 7-28）。由于在滨外基准面上升期可能发生强制海退，因此有必要强调滨线的作用（Vail 等，1984；Catuneanu 等，1998b；图 7-28）。当海退侵蚀面改造原有的强制海退底面时，可以作为体系域的边界。然而，海退侵蚀面不能不加选择的应用为体系域的边界，因为向盆地方向（更年轻）可以被下降期陆棚沉积将其与强制海退的底面（真正的体系域边界）分开（图 4-23、图 4-24）。在这种情况下，海退侵蚀面发育在下降期体系域的内部。

海退侵蚀面的穿时程度包含在整个强制海退期。这样，其向陆的（地层最低的）部分位于下降期体系域的底部，而其向盆地终止于低位体系域最老滨面沉积之下（图 4-23、图 5-65）。

其他四种具有重大事件意义的层序地层界面（如上面讨论的两个相对应整合面，最大海退面与最大洪泛面，图 4-7）在走向上比倾向上的穿时性更高，海退侵蚀面的穿时性与之相反，在倾向上具更高的穿时性，反映滨线海退速率的变化，但在走向上接近于“时间边界”。然而，走向上仍存在一定程度的穿时，这是由于沉降速率的变化与沿滨线的基准面下降有时间偏离（图 7-31）。

五、最大海退面

最大海退面（图 4-9、图 4-32）通常有两种定义，即基于观测到的地层叠加样式（进积地层与上覆退积地层的界限），或根据推断的水深变化（当水深达到最浅时形成的面）（Embry，2002，2005）。这两种定义是不相等的，典型陆棚环境的模型可以证明这一点。

根据地层叠加样式定义的最大海退面（图 7-28 中的 A 型）可以在向上变粗的（进积）海相序列顶部识别。向上变粗的趋势受滨线靠近所控制，即沉积进入点的向海迁移，并与滨外的水深变化无关。在滨线附近，海退与水体变浅相关联，此处的可容空间的消耗量大于产生量，但同时在滨外水体加深（图 7-11、图 7-14、图 7-17、图 7-20）。根据地层叠加样式定义的最大海退面是层序或体系域的边界。其时间属性受滨线处沉积速率和基准面上升的相互作用控制，而不受滨外地区沉积与沉降速率变化的影响（Catuneanu 等，1998b）。此面沉积倾向剖面上与时间线接近，因此沿着那个特定剖面，当滨线从海退变为

海侵时，时间上仅表现为一个点。然而，可能只有低穿时率被记录下来，这与沉积物的搬运速率有关，这种情况与两个相对应整合面的情况类似。沿走向方向，A 型最大海退面穿时性更强，因为沉降与沉积速率的变化与滨线海退终止事件有时间偏移，有时甚至在生物地层分辨率的范围（Gill 和 Cobban，1973；图 7–31）。

根据水深变化定义的最大海退面（图 7–28 中的 B 型）穿时性更强，其时间属性受控于滨外地区的沉积与沉降速率变化。如同大陆架环境的模型所揭示的那样，标志着最浅水峰值的界面形成于海退序列之中，并与体系域边界相交（图 7–28）。因此，B 型最大海退面（最浅水峰值）之上的海相沉积通常比位于其下的沉积物粒度粗（它们都是向上变粗趋势的一部分），尽管前者是堆积于深水环境（图 7–28）。表示最浅水的面通常位于低位体系域内部，还可能延伸至下伏的下降期体系域中（图 7–28）。作为海退期向上变粗趋势的一部分，这个面通过岩性很难确定，只能通过对海底有孔虫或遗迹化石古水深测量来确定（如 Pekar 和 Kominz，2001）。因此，B 型最大海退面独立于地层堆积样式，不能构成体系域的边界。B 型界面与 A 型界面在滨线处重合（图 7–28），因此在走向方向上的穿时程度相当。由于 A 型和 B 型最大海退面在向海方向分离（图 7–28），后者的识别需要对水深进行评估，以分析在某种程度上独立于沉积物粒度与地层叠积样式的海底有孔虫生物相。

六、最大洪泛面

最大洪泛面（图 4–9、图 4–39）也有两种定义，即基于观测到的地层叠积样式（退积地层顶部），或基于推断的水深变化（最深水的峰值）（Embry，2002）。这两种方法考虑了不同的时间特性，也就是说，它们定义的面具有时间偏移（图 7–28 中的 A 型和 B 型）。

根据地层叠积样式定义的最大洪泛面（图 7–28 中的 A 型）是体系域或层序的边界。其时限受控于滨线处沉积与基准面上升速率的相互作用，而与滨外沉积和沉降速率的变化无关（Catuneanu 等，1998b）。在沉积倾向剖面上，这些面与时间线接近，沿着那个特定的断面，当滨线从海侵变为海退时，时间上仅表现为一个点。然而，可能只有低穿时率被记录下来，这与沉积物的搬运速率有关，这种情况与其他所有有事件意义的层序地层界面的情况类似。沿走向方向，A 型最大海退面穿时性更强，因为沉降与沉积速率的变化与滨线海侵终止事件有时间偏移，可能在生物地层分辨率的范围（Gill 和 Cobban，1973；图 7–31）。

根据深海变化定义的最大洪泛面（图 7–28 中的 B 型）穿时性更强，其时间属性受控于远海地区的沉积与沉降速率变化。根据本章中讨论的模拟大陆架环境可知，这些标志着深水峰值的界面形成于海退（向上加粗）序列内部，可能与体系域边界相交（图 7–28）。如同 Naish 和 Kamp（1997）以及 Tim Naish（个人通讯，1998）注释的那样，指示最大水深的界面（B 型最大洪泛面，在化石组合的底部识别）通常发育于高位体系域内。在这种环境下（上面有更全面的讨论），最深水位界面也可能延伸进入上覆的下降期体系域内。这个面通过岩性很难确定，只能通过对海底有孔虫或遗迹化石古水深测量（如 Pekar 和 Kominz，2001）来识别。B 型最大洪泛面与地层叠积样式无关，不能构成体系域的边界。A 型和 B 型界面在滨线处重合（图 7–28），它们在走向上的穿时程度相当。由于 A 型和 B 型最大洪泛面在向海方向相互分离（图 7–28），后者的辨别需要对水深进行评估，以分析在某种程度上独立于沉积粒度与地层堆积样式的海底有孔虫生物相。

七、海侵侵蚀面

海侵侵蚀面（图 4–9、图 4–49、图 4–52、图 4–54）也是一种高穿时的不整合面，随着滨线的海侵，向陆方向的界面更为年轻（图 7–28、图 7–31）。两种海侵侵蚀面（波浪或潮汐成因）均可以作为体系域的边界，它改造最大海侵面的陆上部分，甚至可以作为层序边界，改造陆上不整合（Embry，1995；Helland–Hansen 和 Martinsen，1996；图 4–53）。在下伏河口湾相得以保存的部位，海侵侵蚀面可以在海侵体系域内部追踪（图 4–52、图 5–4 至图 5–6）。

海侵侵蚀面的穿时贯穿于整个滨线海侵阶段。因此，此面将海侵体系域内的最大海退面与最大洪泛面相连（图 5–4）。这在某种程度上类似于海退侵蚀面的情况，后者也是将整个下降期体系域的两个事件意义的层序地层界面（两个相对应整合面）相连接（图 4–23、图 5–65）。

与海退侵蚀面情况相同，海侵侵蚀面在沿倾向上比沿走向上的穿时性更强，但海侵与沉积速率的相关性使得这种趋势在这里缺乏证据（图 7–31）。这种一般趋势与四种具有事件意义的界面的时间属性相反，后者在走向上的穿时性总是大于倾向上的穿时性（图 7–31）。

八、趋势内相接触面

所有的趋势内相接触面都是高度穿时的，在倾向上与滨线迁移速率相关；走向上，其穿时率与控制滨线迁移的机制记录的变化相关。在滨线迁移的每个阶段都有其自身的趋势内相接触面。正如第五章中详细讨论的那样，最显著的趋势内相接触面包括趋势内正常海退面（在低位或高位的正常海退期形成）、趋势内强制海退面（在强制海退期形成）以及趋势内洪泛面（海侵期形成）。作为普遍趋势，每个趋势内相接触面的穿时性与同期形成的“阶段意义”的层序地层界面的时间属性相匹配（图 7–31）。这个规律的例外是趋势内正常海退面，因为在正常海退期没有形成层序地层界面。然而，这种相接触面在走向上的穿时性与最大海退面和最大洪泛面在走向上的穿时性相匹配，后者的时间属性与低位和高位正常海退阶段的结束与开始分别相关。这里讨论的所有相接触面都发育在体系域内部，因此不能作为体系域或层序的边界。

趋势内正常海退面（图 4–9、图 4–55、图 4–56）在走向上和倾向上都是高度穿时的。倾向上，穿时程度与滨线（低位与高位）正常海退速率相符，这是滨线迁移的最低速（最慢）类型，受此影响的穿时率是最高的。走向上，正常海退对沉积速率的相关性使得趋势内正常海退面高度穿时，就如同其他的地层界面在走向上与沉积速率的变化相关一样（图 7–31）。

趋势内强制海退面（图 4–9、图 4–57）受滨线强制海退速率影响，在倾向上也是高穿时的；然而在走向上，这种相接触的时间属性仅与沉降速率差异相关，与沉积速率的变化无关（图 7–31）。这是因为强制海退本身就是根据基准面曲线来定义的，由滨线处负可容空间驱动，而不考虑海底的沉积速率。

趋势内洪泛面（图 4–9、图 4–60）在走向上和倾向上都是高穿时的，这是因为海侵与沉积速率相关。倾向上，这种相接触的穿时程度与滨线的海侵速率相匹配；走向上，趋势内洪泛面的时间属性与沿滨线的沉降与沉积速率的变化相关（图 7–31）。这与海侵侵蚀面

的穿时程度相似，后者也受控于同一变化。在特定环境下，趋势内洪泛面能标志着相对海平面突然上升（如在构造活跃的盆地中快速沉降期），穿时程度可能会很低（图 5-64），在这种情况下，其他同样有赖于滨线海侵速率的界面（如海侵冲沟侵蚀面）的穿时程度也会很低。

九、结论

由此可见，层序地层学中的七种界面（图 4-7）根据时间属性可以分为两个大类，一类包括四个“事件意义”的界面（对应于滨线下降的开始、下降结束、海退结束及海侵结束四个事件），第二类包括滨线迁移特定阶段形成的“阶段意义”界面（图 7-31）。这两种界面的时间属性明显不同，特别是其倾向与走向的穿时程度的相对性。

有事件意义界面在倾向上与时间线相近，其形成受滨线处的特殊事件控制，这些特殊事件会改变海盆的沉积物供给；在某种意义上，这与滨外沉降或水深的变化无关。这四个界面向盆地方向变年轻，它们具有相同的、反映滨外沉积搬运速率的穿时率（通常变化范围是 0.1 ~ 100m/s）。走向上，每个“滨线事件”的时间属性与滨线处的沉积速率和（或）沉降速率的改变存在着偏移，因此这些面有更大的穿时性。注意，走向上沉积速率的差异仅影响最大海退面和最大洪泛面的时间属性，因此这两个面在走向上比两个相对应整合面有更强的穿时性（图 7-31）。

有阶段意义的界面表现出与有事件意义的界面相反的趋势，有阶段意义的界面在倾向上的穿时性比走向上的穿时性更为明显。倾向上的高穿时性反映了滨线迁移速率的变化。走向上，这些界面仍然表现为随时间向陆地海侵，这是因为，沿滨线的沉积速率和（或）沉降速率的变化，会引起标志着每个“滨线时期”开始与结束事件的时间偏移。陆上不整合面和海退侵蚀面在走向上的穿时性仅与沿滨线的沉降速率变化有关，这会使下降开始事件和下降结束事件产生时间偏移，因此强制海退的持续时间也会产生偏移。除差异沉降外，海侵侵蚀面在走向上的穿时性还受沿滨线的沉积速率变化的影响，这也将进一步加大不同地区的海侵阶段的时间差异。事实上，如图 7-31 所示，海侵侵蚀面是所有的层序地层界面中穿时性最强的，其穿时程度在走向与倾向上都很明显。

与有阶段意义的层序地层界面类似，图 7-31 中列举的三种趋势内相接触面也显示出高穿时性，倾向上与滨线迁移速率相关，走向上与控制滨线迁移的机制［也就是沉积和（或）沉降］记录相关。注意，海平面变化同样可以影响滨线迁移，但在这里没有考虑进去，因为它在整个盆地范围内未发生改变。因此，海平面变化不对走向上穿时的界面的形成起作用。图 7-31 中显示的三种趋势内相接触面中，只有趋势内强制海退面在走向上的穿时性与沉积速率无关，而仅受控于沿滨线的差异沉降控制。这是因为强制海退是由滨线基准面下降引起的，而与海相环境中的沉积速率无关。需要注意的是，无论沉积作用是否是一个影响因子，差异沉降总是控制着各个地层界面的走向穿时性（图 7-31）。其主要原因是滨线处基准面变化参照曲线上的四个事件的时间属性，都不同程度的受到沉降的影响，而沉积作用仅影响了那些与海侵—海退曲线相关的界面的时间属性（图 7-31）。

这个结论显示，所有地层界面的时间属性都与滨线的演化有关，滨线轨迹及其变化受全球（海平面）与区域（沉积、沉降）控制因素之间的相互作用的控制。沿倾向剖面，地层界面的穿时程度是其“事件意义”或“阶段意义”的一种反映，前者与标志着滨线轨迹

和向海盆的沉积物供给变化的事件相关，沿倾向近似为等时线；而后者对应着滨线迁移的实际阶段，反映这些阶段持续期的总的穿时率。沿走向剖面，所有界面穿时程度的区域控制因素更为明显，这是因为，沿滨线的沉积和（或）沉降速率的波动使基准面变化参照曲线上的四个事件产生了时间偏移，这在每个单独的倾向剖面上是有效的。仅受沉降速率走向上变化影响的事件（强制海退的开始与结束）在时间上的偏移程度比那些同时受沉积速率影响的事件（海侵的开始与结束）要小，这就是为什么那些时间属性受滨线处沉积作用影响的界面通常比那些时间属性与沉积作用无关的界面具有更高的穿时性（图 7–31）。

第八章　层序级别与层序界面

第一节　引　　言

根据地层层序与界面的相对重要性可以将层序进行级别划分。考虑到岩石中发育有许多不同成因和时空展布规模的层序界面，需要理清它们之间的相互嵌套关系，这就有必要进行层序级别的划分。在层序分级系统中，最重要的层序被定义为一级层序，其内部可以划分出两个或更多的二级层序；同理，一个二级层序中可以划分出两个或多个三级层序，依次类推（图 8–1）。最重要的层序定义为最高级别（位于级别金字塔的最顶部，最高级别），通常在地层记录中出现的频率很低。最不重要的层序为最低级别（位于金字塔的最底部），在地层中出现的机率最高（图 8–1、图 8–2）。

术语“高”与“低”为层序在级别金字塔中的定位提供了参考，在金字塔中的位置越高，代表层序的级别越高，级别高低与数学中级别（“一”“二”）不同（Catuneanu 等，1997；Holbrook，2001；图 8–1）。然而，应该注意，这些术语在层序地层命名中还不是很规范（比如，“高级”有时是指大规模层序，有时指小规模层序），因为两种方法在文献中可能会发生冲突。更重要的是，大层序（本书中采用的术语——高级层序）通常包括几个小层序；所以，反映整个沉积趋势的地层结构通常很复杂，在更精细的研究中，沉积趋势的短期变化构成了低级沉积旋回相互嵌套的层序地层界面格架（图 8–2）。最低级的旋回（图中的三级层序等）反映地层记录中沉积相叠加的实际变化趋势，同时为图 4–9 中层序地层界面的识别提供与相有关的直接标准；而较高级别的旋回则反映了更大规模的区域内沉积趋势。这将导致概念上产生一些混乱，因此对层序的级别划分非常重要。如图 8–2，旋回“C”结束时的二级最大海退面同时也是一级层序中的最大洪泛面（总体海侵“I”的结束）。这种现象表明了一个重要的原则，如同第六章中描述的那样，低级（高频）层序界面与高级层序的界面重合不会改变其后者在大格架中的地层意义。因此，在层序地层研究中研究目的达成（如建立沉积盆地充填的二级层序地层框架）后，解释者必须有针对性选择适当级别的地层模型。

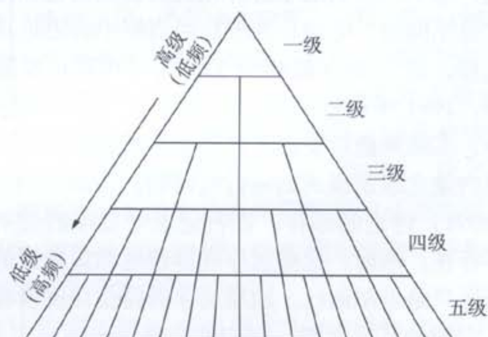


图 8–1　级别的概念图示

金字塔方法设定了导致出现最重要的层序和界面的事件（一级 = 金字塔最高层），导致较低级别层序边界形成的事件在地质记录上出现频率较少。“高级别”和“低级别”术语参考了层序在金字塔内的位置（金字塔内层序位置越高，级别也越高），而不是数字级别（一级、二级等）

建立层序分级系统的关键要素是那些用于区分层序和边界面的相对重要性的判别

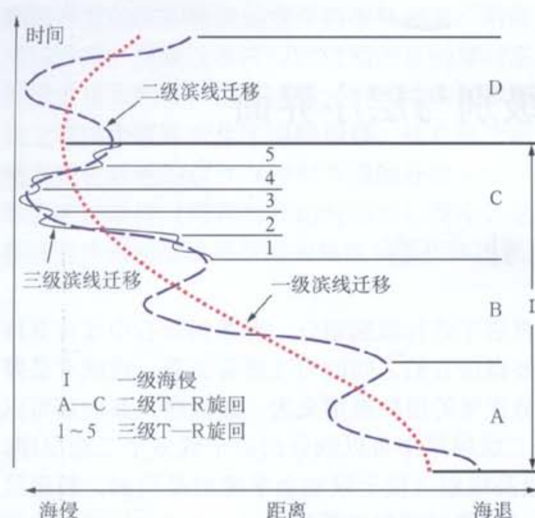


图 8-2 不同级别旋回滨线迁移的叠加样式

最低级别旋回（本例的三级）反映滨线的真实变化。最高级别旋回在放大观察尺度时反映整个趋势。注意：在旋回“C”点结束时，二级最大海退面叠加在一级最大洪泛面上（整个海侵“I”的结束点）。这说明了一个重要原理：低级别（高频）地层界面叠加在高级别界面上不会改变大框架内高级别界面的地层学意义，详见第六章的讨论

标准。目前，两种方法被应用于对显生宙地层进行研究：一种是基于边界频率（旋回周期）的体系；一种是基于能形成边界的基准面的变化规模（与旋回周期无关）的体系。前一个体系在历史上出现较早，地震地层学和层序地层学最初都建议使用该体系（Vail 等，1977；图 3-2）。这种以时间为基础的分级系统强调海平面变化是地层旋回性的主要驱动力，而海平面反过来受板块构造和轨道力学的共同作用所控制（图 3-2）。由于海平面变化是全球性的，应用这种分级系统的基本原理可以建立全球海平面变化图（Vail 等，1977），其合理性目前正在接受各种考验（Miall，1992，1997）。

值得注意的是，这两种分级系统相互之间并不排斥，因为基于边界频率的体系也能体现相对基准面变化级别的概念，而不同级别的基准面变化导致了不同级别的层序和层序边界的形成。因此，这意味着，与超大陆聚集和解体产生的基准面变化有关的一级层序，在规模上，大于因轨道力产生的基准面变化形成的一级层序（图 3-2）。因此，与不同级别层序边界相关的物理属性和相迁移是不同的，即使在地层旋回周期中心附近也是这样，这一观点最初由 Vail 等（1977）发展起来，1991 年进行了修正（图 3-2、图 8-3）。这样，实际问题就变成了如何在地质记录的时间格架内建立级别模式的可行性问题。正如 Carter 等（1991）讨论的那样，岩石记录中层序的级别并不存在；然而，这些层序在持续性和周期性的特殊性只是近似而已。地层层序的时空尺度没有定义它们的互斥范围，它们的内部嵌套不一定遵循重复或有序的样式。尽管缺失明确的与特定级别相关的时空尺度范围，Carter 等（1991）认为：“一些层序确实需要包括低级别的层序，如坎特伯雷盆地中最主要的一级热—构造旋回对应着完整的沉积历史……，其内部可以包括二级、三级、四级甚至五级层序。”

级别	持续时间（Ma）
一级	50+
二级	3 ~ 50
三级	0.5 ~ 3
四级	0.08 ~ 0.5
五级	0.03 ~ 0.08
六级	0.01 ~ 0.03

图 8-3 基于地层旋回持续时间的分级系统（据 Vail 等，1991 修改）

另外需要牢记的是，这两种关于层序级别的观点均来源于对显生宙地层的研究。尽管受到了数据可用性与可靠性的限制，对前寒武系进行层序地层划分不仅提供了挑战，而且

还是一个独特机会，因为它在地球地质历史上的时窗与显生宙地层相比更大（图 8–4）。这种更宽的时窗使研究者在更大范围内研究地球过程，从而获得对控制层序旋回及其多样性的控制机制的更深刻认识。因此，由于显生宙地层的时窗太小而不具有普遍性，对前寒武系的研究为更好地领会层序地层中的一些关键问题提供了机会，尤其是对层序级别的概念。这些新观点最近由 Catuneanu 等（2005）和 Eriksson 等（2005a，2005b）提出。

对比条件 \ 时代	前寒武纪	显生宙
时间范围	占地球历史的 88%	占地球历史的 12%
沉积相保存	相对较弱（由于沉积后的构造作用、成岩作用和变质作用）	相对较好
时间控制	相对较弱（基于标志层和低分辨率的放射性年代学）	相对较好（标志层、生物地层学、磁地层学、放射性年代学）
盆地形成机制	竞争性地幔柱构造、板块构造，更不规则的构造体系	板块构造、更稳定的体系

图 8–4　显生宙与下寒武统在层序地层方面的差异对比（据 Catuneanu 等，2005）

第二节　基于旋回周期性（边界频率）的分级系统

基于旋回周期的分级系统（Vail 等，1977，1991；Mitchum 和 Van Wagoner，1991；图 3–2、图 8–3），将海平面作为影响层序产生不同级别的关键因素。因此，在确定的时间范围内，每级旋回都对应着一个控制海平面变化的主要因素（图 3–2）。因为海平面是一个全球性的现象，即使可能受到局部或区域性的构造旋回甚至受到米兰柯维奇带的影响，不同级别的层序还是可以具有全球等时性。换句话说，“全球旋回图”（Haq 等，1987，1988）完全可以描述全球任一盆地内岩石记录中所观察到的地层旋回。这些全球旋回被认为是“根据单一标准，即随时间变化的海平面相对位置的全球变化，定义的地质年代单元”（Vail 等，1977）。然而，沉积盆地受区域或大陆范围内构造过程控制的结果，因此全球范围内的地层旋回是不可能完全同步的（Miall 对全球旋回图的更详细讨论，2000）。除了由于全球旋回图带来的争议外，对这种基于旋回周期性的分级系统在实际应用时还面临两个挑战：①在实践方面，时间控制总是需要指定和调整确定的级别；②在理论方面，我们必须接受将均变论对地球历史中的地层旋回的控制是毫无争议的。

保证必要的时间控制，如 Vail 等（1977）建议三级层序周期在 1 ~ 10Ma 之间（图 3–2），通常比较困难，即使是对显生宙序列也很难，而这在地层年代增加时也显得越来越不现实。事实上，在许多情况下，我们没有相应的年代数据来确定一个层序具体包括多少年，即使是在相对年轻和勘探成熟的盆地中也是如此。尽管有着实践的限制，在研究显生宙地层（Vail 等，1977）基础上提出的基于旋回周期性的分级系统还是可以很好地外推到前寒武系研究中（Krapez，1996，1997）。Krapez 在 1996 年提出了不同级别的层序对应的

平均周期：四级周期为 0.09 ~ 0.4Ma、三级为 1 ~ 11Ma、二级为 22 ~ 45Ma，一级大约为 364Ma。每个级别的地层旋回通常对应着特定构造运动的控制（更细的则是气候变化），而构造运动的周期在地质时间中通常是常数。如一级层序的周期 364Ma 是一种假设计算而来的，该假设是：在 3500—224Ma 的时间间隔内，全球发生了 9 次等时间的全球超大陆的聚集与解体构造运动（Wilson 旋回）（Krapez，1993，1996）。基于旋回周期性的分级系统是依据以下讨论而产生的，即"在判别层序边界级别时，没有一个准确的物理标准，因此层序级别只有通过对关键界面之间的地层解释，以及形成这些地层的过程和时间来评估"（Krapez，1997）。

目前的问题是，如时间控制的可用性或者时间缺失等，在以后可能会因测年方法与技术的提高而获得解决；但更重要的是在整个地球历史上，控制地层旋回性的自然和构造机制的周期是否是常数？就像以时间为基础的分级系统的倡议者们所设想的那样。显生宙地层经历的时窗太小，不能提供这个问题明确的答案，而对前寒武系进行研究可以为这场争论提供依据。基于旋回周期的分级系统建立在地球演化过程中，控制旋回级别的因素是可预测、有重复性及无变化的假设基础上。这意味着地层旋回控制因素受贯穿地球历史过程的均变论影响，同一级别的地层旋回具有相同的周期，而不考虑其具体的年代。然而，最近在前寒武系的研究工作（Catuneanu 和 Eriksson，1999；Eriksson 等，2004，2005a，2005b）得出了不同的结论，他们认为，在地质年代的绝大部分，控制沉积盆地形成和演化的构造机理在起源与活动速率方面，与从显生宙地层研究中推理得出的结论相比大不相同，具有很强的不确定性（图 8-4）。对米兰柯维奇过程的研究得出了类似结论，在该过程中，由于地月体系的持续演化，地球轴心的方向和倾斜度会随着时间产生明显变化（Lambeck，1980；Walker 和 Zahnle，1986；Algeo 和 Wilkinson，1988；Berger 和 Loutre，1994）。这说明在设计一个通用可靠的分级系统时，时间是一个无关紧要的参数，需要寻找别的标准来建立在不同的盆地类型和地层时代中都能应用的、灵活的概念框架。

基于旋回周期的分级系统还存在一个问题：由于米兰柯维奇带之上的旋回周期是靠推测而来，不能获得经验数据支持。统计调查显示，岩石记录中没有证据验证基于时间的分级系统，事实上，这在支持此方法的研究者之间的矛盾中可以明显看出来。例如，Vail 等（1977）将二级层序旋回的周期定为 10 ~ 100Ma，Mitchum 和 Van Wagoner（1991）等定为 3 ~ 50Ma，Krapez（1996）则定为 22 ~ 45Ma；三级层序的周期分别为 1 ~ 10Ma（Vail 等，1977）、0.5 ~ 3Ma（Mitchum 和 Van Wagoner 等，1991）与 1 ~ 11Ma（Krapez，1996）等等。这个问题起因于对层序形成机制（如区域构造运动、全球海平面变化和轨道力等）的认识不同，每种方法对应于不同的时间尺度，因此就会产生不同的地层划分结果。因此，在描述某特定沉积盆地充填的地层旋回周期仅对那个盆地适用，而形成一种以时间为基础的分级系统模板推广到其他地区则不一定合适。即使在米兰柯维奇带内良好发育的旋回中，越来越多的证据表明，如板内应力波动，可能在相同的时间范围内存在非米兰柯维奇过程，从而扭曲和模糊了地层的响应特征（Peper 和 Cloetingh，1995）。因此旋回级别、周期性和触发机制之间最多是有直接关系而且是存在疑问的，而它们之间的因果关系被证明是不现实的。由此可以认为，不同级别的层序之间不能期望呈一种可预测和规则排列的内嵌形式，而显示为在周期和空间规模上的任意形式。

第三节 基于基准面变化规模的分级系统

基于形成边界的基准面变化规模建立起的分级系统提供了另一种层序分级方案，其层序级别受边界界面的属性控制，而与旋回周期无关（Embry，1995，图 8–5）。六种特性被选出作为边界分类标准：能够进行层序边界识别的区域性范围、区域性的不整合面规模、在不整合面形成过程中其下部地层的变形特征、海水加深与盆地边缘淹没程度以及由此产生的覆盖于边界之上的海侵地层分布范围、穿越界面的沉积时间变化程度和盆地内部与周边地区的构造环境变化。对每一种边界这六种特性都要进行评价，然后将具有相似特性的边界定义为同一级边界（如通过相似的海平面变化产生的界面）。然后这些边界级别按其内含有的海平面变化的数量多少放入分级系统中，含有最多数量海平面变化的置于级别金字塔的最顶部，含最少数量的则置于最底部。在此标准基础上，五级层序边界被定义并加以应用（Embry，1995，图 8–5）。根据上面建立的分级系统，层序的有序序列是建立在以下原则基础上：层序内部只能含有低于其级别而不可能有与它相同或高于其级别的层序边界（Embry，1995）。这意味着二级层序内不能含有一级层序边界，但可以有三级或更低级别的边界。

Miall（1997）讨论了这种分级方案的两种潜在缺陷。一是其暗示构造作用会控制层序的产生。冰川性海平面升降产生的层序，如北美的晚古生代旋回层和现代大陆边缘的晚新生代层序，在本方案中根据其区域分布属于一级层序，但根据其界面性质应属于较低级层

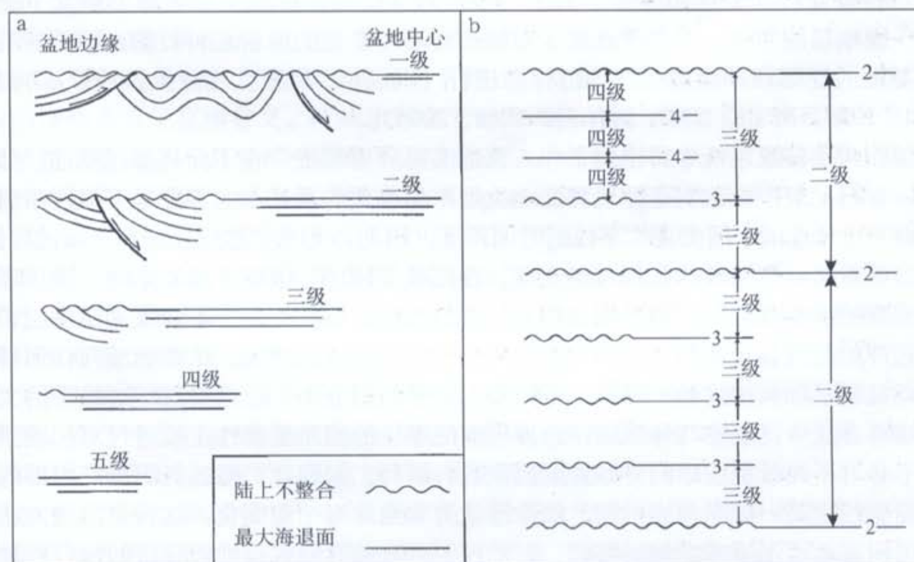


图 8–5　基于基准面变化规模的分级系统，基准面变化导致界面的形成

（据 Embry，1993，1995 修改）

(a) 图示从界面特征确定的五个级别层序边界，反映了基准面变化。(b) 确定层序级别的原理：一套层序内部不能包含有同等或比最低边界更大的层序边界，层序级别等于最低边界大小的级别

序。二是这种方案需要盆地边缘必须能很好的保存，以便能对边界的不整合范围或边界附近的变形特性进行评价。因此，图 8–5 中的这种分级系统似乎不切实际，很难应用，因为许多盆地边缘在岩石记录中不一定能保存下来，地层年代越老越是如此。

尽管有其实际缺陷，在不考虑两相似属性的界面之间的时间跨度时，这种基于基准面迁移规模的分级方案在边界划分的判别标准上有其独特的优越性。这种方案回避了上面讨论过的地球历史中各种地层旋回的控制因素的不规则性和周期性带来的问题。另一方面，图 8–5 和上文总结的标准在进行层序边界分级解释时，不仅是对盆地边缘保存完好的构造活动盆地进行边界划分，而且需要对与边界接触的相属性的区域控制和层序边界的整合或不整合部分的延伸范围有所了解。在沉积盆地勘探的早期阶段，这些数据通常不易获得，即使能够获得，也不能为地层旋回主要受控于海平面变化的被动构造盆地提供明确的分级方案。

第四节　讨　　论

由于目前应用的层序分级系统存在概念和（或）实际应用上的缺陷，层序地层学家正面临着如何准确划分相互间有联系的不同层序的两难境地。目前还没有一种能适用于所有盆地类型与地质年代的层序分级系统。如 Catuneanu（2003）所述，最简单的方法就是对每个盆地进行逐个研究，根据盆地内的层序级别和边界面的相对重要性进行划分与分类。这种方法需要将地层记录中的“一级”层序分割成离散沉积盆地中沉积序列。在这种意义上，地层记录中最重要的层序边界被定义为一级，通常在构造环境中与盆地类型发生变化相关。在一级地层旋回中，将侧重点置于对构造环境与变化的探索是可行的，因为所有类型的沉积盆地的变形和分类都是按构造标准进行（Einsele，沉积盆地分类，1992；Busby 和 Ingersoll，1995；Miall，2000；Allen 和 Allen，2005）。

从前面两种分级系统中得出的工作方法的实际应用和推广在下面将加以阐述。如前述的推测，岩石记录中导致构造环境和盆地类型产生改变的最基本的事件是一级层序边界的确定，而不用考虑两个同类连续事件的时间跨度。因此，无论盆地的发源和充填过程如何，一级层序都对应一个完整的沉积盆地充填。在此框架内，一级层序细划出的二级层序反映盆地内主要的供给和沉积之间平衡及相互转换的过程，依此类推。不同级别层序的识别是基于过边界的相迁移规模和（或）内海的海侵—海退循环的规模。这些标准与任何特定的层序形成机制（如构造运动）无关，不同级别层序的划分不一定需要盆地边缘带的完好保存。在这种方法中，层序与导致层序边界形成的事件的相对重要性主要通过对相观察来评价，而不必对不同级别层序的异源控制因素进行解释。同样地，描述高级层序内部的低级旋回可能受控于某一层序形成机制，如构造动力和全球海平面变化。这种灵活的方法可用于任一沉积盆地而不用考虑地层年代、时间控制的有效性或者盆地边缘带的保存程度。在进行特定沉积盆地的层序划分时，不要指望与其他盆地中的一级或低级层序进行相互验证，因为彼此之间的层序所处的时间和周期不同。考虑到每个盆地在形成、演化和基准面变化史等方面都是独特的，这种方法就显得更为实用。

需要注意的是，这里的方法源于本章中前面讨论的两种分级系统方法，与基于旋回

周期性建立的分级系统相比，这种方法独立于地层旋回的周期和层序边界的重复间隔。这意味着考虑到可能作用在特定级别旋回上的异源控制相互之间不具有参考价值。与 Embry（1995）提出的层序划分方法相比，这种方法不考虑涉及构造控制（如边界形成过程中不整合面之下地层的变形程度）支配的边界属性更为简单。作为替代的是，不考虑异源控制作用解释的相观察被用来评价层序和边界面的相对重要性。“边界不整合部分在平面上的展布”（Embry，1995）需要有较好的盆地边缘的保存，在进行评价时应注意避免。除了能提供一个简单的边界属性清单外，这种方法的实际优势在于可以将其应用于任何一个盆地，而不考虑盆地起源、控制沉积趋势、年代和保存程度的主要控制因素。然而，这里的方法和 Embry（1995）提出的方法都暗示着基准面变化规模随着研究边界面级别的提高而增加，而且在建立层序地层级别金字塔过程中与其时空规模无关。

这些结论可以通过对层序地层的形成时间与厚度的统计调查加以验证，这表明在岩石记录中，没有证据可以将同一级边界面重复循环的周期与层序级别相连（Algeo 和 Wilkinson，1988；Carter 等，1991；Drummond 和 Wilkinson，1996）。如 Drummond 和 Wilkinson（1996）指出的那样，“层序级别的识别与划分成第 N 级旋回（基于旋回周期）可能与将一个没有沉积间断的地层连续体任意细分一样没有差别”。级别次序与时间周期间的关系在很大程度上是人为划分的，没有意义，相互作用的多种层序形成机制不总是同时位于简单的时间域，并对岩石记录中的层序结构的形成起作用（Miall，1997）。这种无关的控制作用通常会导致层序周期与厚度呈对数正态分布，缺少重要的样式（Drummond 和 Wilkinson，1996）。Algeo 和 Wilkinson（1988）的工作可以得出类似的结论，Peper 和 Cloetingh（1995）的研究成果也是如此，Peper 和 Cloetingh 指出地层旋回的计算周期与其他给定的层序形成机制相比，可能有很大的随意性。

这种逐个盆地进行分析的方法的另一个好处是简化了专业名词，使对“一级”、“二级”等的调整具有了直接意义，反映出独立于时间内涵的相对重要性。相反地，基于时间的分级系统则有太多不必要甚至是相互矛盾的术语。例如，Krapez（1996）提出的“超层序”是指 Vail 等（1977）提出的“层序”；Krapez（1996）提出的“层序”与 Ramsbottom（1979）提出的“中级层序”或 Heckel（1986）的“巨层序”相对应；Krapez（1996）提出的“准旋回”与 Heckel（1986）提出的“主旋回”相当等等。此外，“准旋回”（与之相对应的“准层序”）的定义特别混乱，因为准层序（以洪泛面为界）在学术上讲不是一种层序，其定义有赖于对洪泛面的实际定义（见第四和第六章中的讨论）。除了这些在某种程度上意义不大的术语问题，实际的问题包括以下的事实，即每种术语（如巨层序、超层序、准层序等）都与特殊的时间内涵（旋回周期）有关，这就需要有时间进行控制，但在大多数的前寒武纪和许多显生宙的沉积盆地中这是难以获得的。

西加拿大沉积盆地提供了一个实例，其分级系统被应用于对显生宙地层序列进行划分，此时在盆地形成机制的过程与速率通常相当稳定（图 8-4）。盆地古生代与中生代之间以离散大陆边缘形式演化（Ricketts，1989）；中生代至第三纪早期为弧后前陆盆地。构造背景的变化（盆地类型）发生在大约 180Ma 前，沿北美板块边缘发生俯冲与挤压。因此，180Ma 的事件标志着一级层序边界的形成（前隆不整合及与之相对应的整合（Catuneanu，2004a），此边界将西加拿大沉积盆地分隔为两个一级层序。相应的，一级前陆层序（中生

代中期—第三纪早期）可以细分为几个反映西部内海中盆地规模海侵—海退旋回的二级层序。每个二级层序由一组短期的“三级”海侵—海退旋回组成，依此类推。这些地层旋回的成因都可以归结于海平面变化（Plint，1991）或构造运动（Catuneanu 等，2000），在后一种情况中，占控制作用的构造为挠曲构造，穿过层序边界甚至没有变形记录。还需重点关注的是，尽管是一个相对年轻的沉积盆地，加拿大西部前陆体系中的同沉积盆地边缘并没有能保存下来，这是由于与造山运动同步的造山前锋前积（在晚白垩—古新世盆地演化阶段大约有 165km，Price，1994）与造山期后的抬升剥蚀作用（晚古新世的均衡回弹时期，离盆地边缘至少 3km 的地层剖面处）的共同影响（Issler 等，1999；Khidir 和 Catuneanu，2005）。这种情况下，运用 Embry（1995）的标准很难评估边界的级别，面临着 Miall（1997）与本章中前面讨论的种种限制。同时，由于在同一级别层序的时间周期可能变化很大，层序的级别不能根据其时间周期来划分，但能反映出研究区相转换的变化规模（Catuneanu 等，1997a）。

近年来，对前寒武纪层序地层的研究越来越多，这为我们更好的理解在研究显生宙地层基础上得出的沉积和地层旋回控制因素的复杂性。在这些研究结果基础上可以形成一些更有意义的概括（相关分析，Eriksson 等，2005a，2005b）。南非 Kaapvaal 的新太古代—古元古代克拉通盆地的地层和构造演化为此提供了相应的例子。Kaapvaal 大约 1Ga 的演化是板块构造和地幔柱构造区共同作用的产物，其相对重要性决定了特定时间内建立的构造背景与沉积盆地类型。可容空间的这两种异源控制因素之间的平衡转换形成了离散盆地内的序列，从 Witwatersrand（与构造载荷相关的沉降作用形成的可容空间）开始，到 Ventersdorp（由热抬升引起张性沉降而形成的可容空间），最后到 Transvaal（拉张和后期热沉降形成的沉积空间）。Transvaal 旋回的结束以较短期的热构造事件为特征，这导致了南非 Bushveld 地区岩浆杂岩的富集。这三种盆地的沉积充填都与不同的构造背景有关，代表不整合为界的一级沉积层序。

在不同的构造背景下，Kaapvaal 一级旋回的周期变化很大，可以从与地幔柱相关的 Ventersdorp 热旋回时的 5Ma，到 Transvaal 拉张性盆地中的大于 600Ma。这种一级旋回与威尔逊旋回中的超大陆组合与分离无关，而是板块构造（拉张或俯冲相关的构造加载）和地幔柱构造共同作用的产物。值得注意的是，由板块运动控制的一级旋回持续时间（大约 100Ma）比相应的热构造旋回（1Ma）长两个量级，每个 Kaapvaal 一级旋回被分成多个二级旋回，二级旋回的时间周期变化也很大，Ventersdorp 热构造控制盆地的大约 1Ma，而板块构造运动控制的盆地类型大约 100Ma。

对 Kaapvaal 克拉通盆地的研究表明，岩石记录中的同级层序边界发育的时间和暗含频率，与地层旋回的级别无关。这是因为：地质历史中，控制沉积盆地形成与演化的过程，比最初的通过显生宙地层研究得出的推断更具不规则性（图 8–4）。因此，将根据显生宙地层的研究结果发展起来的原理（Vail 等，1977；图 3–2），依据均变论外推至地质历史中，以得到层序级别概念的方法是不适当的。此结论有效地支持以下观点，即：层序和边界的划分应逐个盆地的进行，其前提是每个沉积盆地充填（也就是在特定构造背景 / 类型的盆地中的沉积产物）与一级地层层序相对应。依次类推，一级盆地充填序列可以细分为几个二级或更低级的层序，层序是不同观测尺度上的可容空间与沉积之间的平衡转换的函数，

而不考虑控制盆地内部充填结构的时间跨度和异源机制的性质。这些反映，至少部分的反映了亚全球控制影响的层序不能与其他盆地中的一级或低级层序相对比，因为它们的时间和周期完全不同。

第九章 讨论与结论

第一节 基本原则

一、应用范围

层序地层研究在可容空间与沉积共同作用下的沉积趋势的变化，其规模从单个的沉积体系到整个沉积盆地充填。由于可容空间受控于盆地到全球规模的异源机制，沉积趋势的变化在盆地所有环境中都是同步的，这就为体系域的定义和区域沉积相预测模型的发展提供了基础。

所有的标准层序地层模型（图 1–7）通过分析都说明了盆地中内海的存在，模型以滨线迁移的方向和类型为核心，因为滨线迁移控制了所有体系域和层序地层界面的时间属性。在这种情况下，分析盆地中古滨线的存在可以纠正体系域的命名，为海侵与海退提供明确的参考。然而，在非海相沉积占优势的过充填盆地中，体系域的定义是基于河流可容空间的变化（低与高），这可以从河流结构单元，如河道与溢岸间的平衡中推断出来（见第五、第六章中的讨论）。在决定哪种层序地层方法最适合某一盆地分析之前，对盆地充填的大框架进行初步评价是非常重要的。支配沉积盆地过程的特性与相应的沉积相依赖于沉积物供给和控制可容空间的异源机制。后者的起因与速率随地层年代变化而改变，第八章中详细讨论了前寒武纪和显生宙地层之间的差异，本章中将进行后续的结果分析。

层序地层学的应用范围随观测尺度不同而改变，它可以用来进行油气储层划分、单个沉积体系范围内连通性分析等详细分析，也可以建立盆地规模的地层格架，重建地质历史时期沉积盆地演化的控制因素等等。层序地层现在广泛应用于从勘探到开发的油气藏各个研究阶段（Mutti，1992；Ainsworth 等，1999；Lang 等，2001；Ainsworth，2005）；应用于现代类比研究，以提高我们对沉积过程和沉积相相互关系的认识（Lang 等，2005）；应用于盆地规模的区域地层堆积样式和沉积相之间相互关系研究（Long 和 Norford，1997；Gibson-Poole 等，2002）；应用于定量地层模型研究，包括地层发育的计算机模拟（Flemings 和 Jordan，1989；Johnson 和 Beaumont，1995；Ainsworth 等，1999，2000；Harbaugh 等，1999；Changsong 等，2001）；以及获得在不同构造环境中沉积盆地地层结构的更充分的认识等（如内克拉通盆地：Jackson 等，1990；Lindsay 等，1993；Vecsei 和 Duringer，2003；前陆系统：Devlin 等，1993；Posamentier 和 Allen，1993；Hart 和 Plint，1993；Plint 等，1993；Catuneanu 等，1997b，1999，2000；Donaldson 等，1998，1999；Giles 等，1999；Miller 和 Eriksson，2000；离散大陆边缘：Posamentier 等，1988；Simpson 和 Eriksson，1990；Boyd 等，1993；Donovan，1993；裂谷和其他活动性拉张盆地：Embry，1993；1995；Gawthorpe 等，1994；Davies 和 Gibling，2003；拉裂盆地：Ryang 和 Chough，1997）。

地震地层学作为现代层序地层学的先驱，最初主要是为了推进油气的勘探工作，如《地震地层学在油气勘探中的应用》(Payton，1977)。如今，地震地层学和层序地层学方法正日益流行，并逐渐用作常规的资源勘探策略的一部分，包括煤和矿产资源。原先仅被应用于石油工业的特有方法，现在被证实在各种勘探中都有其价值，因此矿产工业现在也在从层序地层基于过程（起源）的方法中受益。由于近年层序地层模型分辨率的增加，同时地下数据的获取与处理技术的提高，层序地层学理论在用于勘探阶段之后，也被考虑用来进行生产的优化过程。层序地层学的应用范围因此明显地扩展到盆地经济学分析的各个阶段，包括从一线地区的勘探到成熟盆地的开发整个过程。在勘探阶段，层序地层学可以指导盆地内煤、砂矿、油气烃源岩、盖层和储层沉积相等的分布预测工作。在生产阶段，层序地层学被用于解释产层内部的高分辨率结构，为油藏内部流体运移通道（Ainsworth，2005；Pyrcz 等，2005）、煤层的几何形态与堆积样式（Banerjee 等，1996；Bohacs 和 Suter，1997）及矿物冲积层（Catuneaun 和 Biddulph，2001）的确定提供依据。

地层分析中除了传统的露头和地下地层方法外，在硅质碎屑岩（Ainsworth，2005；Pyrcz 等，2005）与碳酸盐岩（Schlager，2005）地层序列中，对相进行数值模拟在构建和测试的层序地层模型中起着越来越重要的作用。定量模型在层序地层学研究被引入到层序地层学研究中，其应用范围从模拟区域范围内地层的结构和盆地发育，到详细的产层研究。近年来，完整的层序地层研究所需的技巧越来越多样化，因此开展这项工作应该由结合广泛特长人员的小组来完成。

在层序地层学中“集成”(integration）是一个重要的关键词，如同本书中通篇建议的那样，必须将露头、岩心、钻井和地震数据相结合进行综合可靠的研究。每种数据在最终解释时都有其特定的作用（图 2–71）。数据的缺乏是研究的一个限制因素，阻碍了层序地层模型的解释与可靠性。如离散露头中得到的数据应尽可能地集成到通过地震资料得到的连贯模型中。另一方面，缺少岩心与钻井数据标定的地震数据，可能会导致错误的解释（如图 2–43 中的沉积体系在没有钻井资料进行相互标定是不可能建立的)。同样地，在缺少岩石资料（岩心或附近的露头）对钻井资料进行标定时，当其相关性超出地震剖面提供的上下限时，也会导致错误的解释（如图 2–31 至图 2–34、图 2–36 中出现的不确定的钻井特征)。因此，将这些数据进行集成是层序地层学方法中最有效、最可靠的应用关键。层序地层分析的详细流程图见第二章。

层序地层学方法的成功应用需要沉积序列的三维建模，三维建模需集成剖面观测的地层资料（如地层的终止与堆积样式等）和平面观测的几何形态资料（见图 2–48、图 2–57、图 2–67)。这种建模在三维地震勘探基础上成为可能，三维地震勘探为盆地范围内大格架的地层初始评估提供了资料（第二章中有详细的理论方法与实践流程)。在初始大格架分析之后，小规模重点地区就可以集中在更多细节研究上。如今，地下界面数据的获取与处理方法的精度得到了提高，提供的不仅是离散沉积单元几何形态的控制，还包括对过程沉积学的认识（图 2–58、图 2–59)。事实上，由于成因方法的应用，层序地层与过程沉积学之间是不可分割的（图 1–2)。如沉积相相关标准的应用需要有层序地层界面（图 4–9）的识别，如果对沉积相及分隔沉积相的整合或不整合接触关系的形成没有透彻的理解，这是不可能进行的。此外，层序地层方法的应用还需要集成其他学科的内容，包括经典地层学、

地球物理学、地形学、同位素地球化学及盆地分析等（图 1–1）。

二、滨线迁移的重要性

滨线及与之对应的海侵与海退迁移代表着层序地层学的关键单元，所有的层序地层概念都围绕其进行定义。基准面变化参照曲线（图 1–7、图 4–7）描述了在滨线处的可容空间变化，无论滨线在给定时间迁移到哪里（图 7–10、图 7–16，第七章中讨论过）。滨线处的海平面升降、沉降作用与沉积作用控制着基准面参照曲线上的四个主要事件的发生时间：强制海退开始（基准面在滨线处下降的开始）、低位正常海退开始（基准面在滨线处上升的开始）、海退的结束和海侵的结束（图 4–7）。这四个事件都表明了盆地充填结构上的变化，因为每种滨线迁移都会产生特定的地层堆积样式和相关系。因此，这四个事件对应着岩石记录中的沿倾向上准同步层序地层界面的形成，这些界面通过独特的地层标志分隔地层组合（体系域）。除了这四种关键事件接触，另外三种形成于滨线迁移期间特定阶段的层序地层界面，定名为强制海退与海侵（图 4–7）。这七种层序地层界面及其时间特性的详细内容分别见第四章和第七章。

很明显，滨线迁移（正常海退、强制海退、海侵，见第三章中的定义）代表着在盆地充填的层序地层格架背后的主要驱动力，主要驱动力控制了盆地向海方向的沉积物供给、粒度分级和叠加样式，以及所有界面与体系域的时限。这就是体系域边界在沿倾向是准同步的原因，当滨线沿特定的倾向剖面改变其方向和（或）类型时，在时间上只有一个时刻与之对应。较低的穿时性反映出沉积物搬运速率（不是沉积速率）小（第七章中有详细说明）。在远离滨线处沉积速率的高低仅控制着体系域的厚度，对边界的时间属性没有影响。体系域边界在走向上具高度穿时性，因为在沿滨线的沉降和沉积速率变化时，基准面旋回的四个主要事件的时间产生相应的偏差（图 4–7）。

在滨外，沉降与沉积速率沿走向与倾向都会有变化，改变了海盆中各处的水深变化条件（如水体加深到水体变浅的时间，或水体变浅到水体加深的时间）。类似地，沉降速率的变化调整了海盆不同区域间相对海平面的变化时间。这些改变不会干扰体系域边界的形成时间。如两个相对应整合面标志着相对海平面在滨线处的变化，但滨外相对海平面反而会上升（图 7–28）。类似地，最大海退面与最大洪泛面在滨线附近显示出等深趋势，但在滨外水加深条件时可能形成（图 7–28）。最浅水面和最深水面在岩性上很难确定，其形成于海退体系域（图 7–28）。这种面可以根据遗迹化石和深海有孔虫古测量学技术进行识别，并在滨线处与体系域边界相交。因此，区分地层堆积样式与古水深，以观测的粒度趋势来描述岩性变化，而不是以推断的水深变化来描述岩性变化，这两点很重要（第七章中有完整的讨论）。

三、层序地层学的理论与实践

层序地层模型在某种程度上是现实的一种理想化，它们提供了一种简化的二维或三维模型，来描述相和地层界面在目的区的结构表征。所有标准模型中的中心主题是，体系域与地层界面的可预测性主要受控于滨线处的基准面变化和沉积的相互作用。这种相互作用控制了滨线迁移的方向和（或）类型，以及所有的体系域与层序边界的时间。在这种假设基础上，陆上不整合与下降期体系域的时间相当，陆上不整合面之上的最大洪泛面的位置就可以进行预测等等（图 4–6、图 4–7、图 5–4 至图 5–6）。尽管多数情况下这些期望关系

是有效的，由模型预测带来的偏移还是需要仔细进行评估。如滨线处的基准面变化对河流冲刷过程的影响仅限于上游方向的有限范围（图 7–29）。基准面的控制范围依赖于基准面变化规模、气候影响和源区构造机制之间的相互平衡（Shanley 和 McCabe，1994）。当气候影响占据优势时，河流的加积和下切过程主要受河流卸载与沉积负载之间平衡的变化影响，其时间偏移与滨线处基准面波动相关（Blum，1994）。因此河流层序和陆上不整合面与通过标准层序模型预测的时间和位置不相符。同样，有些陆上不整合形成于海侵过程，与滨岸侵蚀作用相关（Leckie，1994；图 3–20）。

有意思的是，这些与标准层序地层模型预测结果不同的例外，多数情况下只是在沉积盆地的非海相部分，而海相地层中的沉积趋势则与模型预测结果十分吻合。因此，在对沉积趋势和时间的变化进行控制时，需要很好地了解古滨岸线的向海和向陆两个部分。同期的海相与非海相地层间的相互关系为评价河流序列中发育的层序和层序边界的起源与时间提供了重要的线索。如海侵期形成的陆上不整合（图 3–20），可以通过其与上超于海侵侵蚀面之上的退积型浅海相的关系进行识别。要充分了解间冰期，即冰川融化期（河流卸载增加）和基准面上升期形成的陆上不整合的性质，也需要进行类似分析（Blum，1994）。

另外一个现实存在的普遍问题是体系域在保存过程中的缺失或部分缺失。此时，分隔地层的界面可能叠置。具体的例子包括，改造陆上不整合面的海侵侵蚀面、改造强制海退底面的海退侵蚀面、改造最大海退面的最大洪泛面和改造下伏最大洪泛面的陆上不整合面。在这些情况中，观测面应被定义为较新的面，因为后者改变了原有面的一些特征。

四、构造环境的重要性

目前应用的层序模型的多样性（图 1–6、图 1–7）可能源于研究者从不同类型的沉积盆地中得出的研究结果。因此，每个模型都适用于特定构造背景的地区。例如，Posamentier 等（1988）和 Galloway（1989）的模型描述的是离散大陆边缘环境；Van Wagoner 和 Bertram（1995）、Plint 和 Nummedal（2000）研究的是前陆盆地沉积；而 Embry（1995）在对 Sverdrup 裂谷盆地研究基础上提出海侵—海退（T—R）层序模型。这些构造环境在盆地内部和沿着盆地边缘地带的构造成因机制、沉降速率、沉积物流量、自然地理学及地形坡度都是唯一的，因此可以很好的预测地层结构的差异、特定沉积体系的发育与保存。正如 Diessel 等（2000）、Davies 和 Gibling（2003）指出的那样，沉积盆地的沉降史控制了可容空间的时空分布，因此，每个盆地充填的地层结构反映了标志着构造背景类型的沉降速率的独特区域与时间差异。

图 9–1 总结了低坡度与高坡度背景下盆地充填地层结构上的主要差异。显然，低坡度背景（陆架类型）在滨线处地形平缓，在陆上不整合面延伸区域堆积河流相低位沉积的可能性很大，堆积和保存河口湾相的可能性也很大。相反，高坡度（斜坡类型）背景在滨线处坡度很陡，不可能保存低位河流相或河口湾沉积。当然地形也不是控制低位河流相和海侵河口湾沉积堆积和保存的唯一因素，同时必须具备有利的可容空间条件。然而还是形成一个观点，即低位河流相和海侵河口湾相沉积在类似条件配置中更容易沉积并得以保存，这表明岩石记录中的河口湾相的存在就意味着其下部有低位河流相存在。在对冲断层背景下，河口湾和其下的低位河流沉积的缺失，可以解释为什么 T—R 层序模型在裂谷盆地和其他以断层为界的盆地中得到很好应用，这些盆地中，海侵侵蚀面通常改造了原有的陆上

盆地类型 / 滨线迁移	低坡度（陆棚）背景（大陆坡、充填的前陆盆地和内克拉通盆地）	高坡度（斜坡）背景（大陆架、未充填的前陆盆地、裂谷和走滑盆地）
海侵	可能形成河口，河口相的保存是基准面上升速率和风/波浪能量的函数	不可能形成河口，这是由于地形较陡、河流能量较高、波浪侵蚀和陡坡的不稳定性
正常海退	由于三角洲平原的加积作用，三角洲具有特征的顶积层	
	河流的加积向上游延伸相对较大距离（在低位区向陆上不整合有不明显的上超）	河流的加积限于较小的临近滨线的地区（有明显上超）。河流地层保存不好
强制海退	三角洲具有特征的退覆几何形态（三角洲平原侵蚀或路过）	
	海蚀海退面形成于浪控背景的下滨面	下滨面没有侵蚀，因为海底仍然陡于滨面平衡剖面

图 9–1　低坡度和高坡度背景的显著特征对比（据 Catuneanu，2002 修改）

主要依据海侵、正常海退和强制海退的过程和产物。很多差异是由于盆地形成机制、沉降模式和相关的盆地地形学不同而引起的，这又会随构造背景发生变化。因此，层序地层学模式需要根据构造背景进行调整，需要更多的工作和资料来完善

不整合面。这种情况在陆架型背景就不是很必要，如大陆架、充填型前渊坳陷或内克拉通盆地，这些地方可以保存很厚的低位河流相和河口相沉积。

影响地层模型的构造背景的多样性再一次表明，没有任何一种层序地层模板（模型）可以应用到所有研究和地质环境中。解释人员应根据具体情况，以基本核心概念为起点，建立适用于特定盆地的独特模型。如 Posamentier 和 Allen（1999）指出的那样，“在不同的环境中不变的是基本原理组合，这是建立层序地层的基础。基本原理组合构成了层序地层分析方法的支撑”。这些“基本原理”不仅对层序地层学是独特的，而且是控制沉积地质的广泛领域的基本规律（图 2–1）。

五、层序地层学的应用与滥用

层序地层学研究中最大的危险是教条主义。解释人员很容易陷入试图将观测资料套进各种标准模型的模板这个误区。这种尝试可能来源于层序地层学的使用方便、缺乏足够的知识体系或试图证明某个模型的普遍适用性。在特定案例研究中承认其独特性远比解释过程中完全依赖于固有想法更有价值。也可以说“数据和一种开放式思维都很重要”，因为，当观测数据被强加于不适当的解释模板时，观测数据起不到什么作用。事实上，图 1–7 中总结的各种方法没有正确或错误之分。在地质环境与可靠数据集支撑的基础上，某些方法可能比其他方法更合适，因此，层序地层模型的选择应该根据盆地的实际情况出发。因此“灵活性”就成为层序地层学中的另一个重要的关键词。这种性质不仅需要我们能适应新的环境，接受新的想法，还需要对导致保存下来的岩石记录形成过程有充分的理解。如本章前面所述，过程沉积学与层序地层学是不可分割的，试图将层序地层学作为一种最佳方法，而不考虑过程沉积学提供的认识只能限制层序地层解释的可靠性与深度。因此，建议采用

基于过程的层序地层学方法，而不是教条的利用固有模型或传统方法进行解释。

第二节 前寒武纪与显生宙层序地层比较

层序地层学的“标准”方法与概念是从对显生宙地层研究提出的，该套地层仅占地球历史的12%。如最近的出版物中列举的那样（Eriksson 等，2005a，2005b），显生宙地层提供的地质历史的时窗较狭窄，不具有普遍意义，对控制可容空间和地层旋回性的机制认识也不是十分透彻。这对于划分层序地层标准的选择有着深远意义，并有助于解决目前对显生宙地层进行解释时的争论。

在地球演化过程中，盆地的形成机制发生了改变，从前寒武纪的地幔柱与板块构造理论之间的竞争，变化到显生宙地层中的稳定板块构造作用（图 8-4；Eriksson 和 Catuneanu，2004；Eriksson 等，2005a，2005b）。与地幔柱控制的一级旋回（也即地幔柱构造）相关的盆地容易形成非海相沉积占优势的体系，因为热作用引起的净抬升量通常大于上升地幔柱扩张产生的沉降量。与显生宙地层相比，地幔柱构造在前寒武纪地层中占据绝对优势，低可容空间与高可容空间体系域随地层年代的增加更具普遍性。相反，与板块构造活动对应的盆地主要受沉降作用控制，因此更倾向于在内海形成海侵。经典层序地层学可以应用于这种环境中，此时，与滨线迁移对应的特定阶段，包括下降阶段、低位、海侵与高位体系域都可以识别出。即使在这种以沉降为主要控制的盆地中，在高沉积物供给条件下，也可能达到过充填状态，此时，完整的河流体系域（低与高可容空间）识别成为层序地层方法中的唯一选项。对这种过充填与板块构造相关的盆地研究，在前寒武纪与显生宙的地层序列中均有实例（Boyd 等，1999；Zaitlin 等，2000，2002；Wadsworth 等，2002，2003；Leckie 和 Boyd，2003；Eriksson 和 Catuneanu，2004a；Ramaekers 和 Catuneanu，2004）。

前寒武纪层序研究的最重要贡献大概在于，对控制地层记录中地层旋回的机制和与之相应的层序地层分级系统标准的选择与应用有更好的理解。越来越多的证据表明，在更远的地质历史过程中控制了沉积盆地形成和演化的构造体系在起源与速率上，比仅从显生宙地层研究推断得出的起源和速率更不具确定性（图 8-4；Eriksson 等，2005a，2005b）。在这种意义上，在层序地层划分过程中，时间是地层层序划分中最不相关的参数，构造背景发生变化的地层记录，提供了盆地充填序列中盆地沉降的关键标准，此盆地充填序列分隔了一级层序边界。同样地，这些一级盆地充填序列再细分为二级和更低级的层序，以反映不同观测尺度的可容空间与沉积作用之间平衡的变化，而不用考虑两个相同级别连续事件的持续时间。在特定盆地中识别出的层序不能与其他盆地中一级和低级层序对比，因为彼此之间的形成时间与周期不同。详见第八章。

第三节 标准层序地学的展望

如本书全文讨论的，不同学派至少提出三种不同的层序地层分析方法（图 1-6、图 1-7）。这几种观点之间的内在混乱对“消费者”（即利用此方法分析岩石记录的从业者）产生负面影响，具体体现在从业者应用不同方法进行思路与研究成果交流，以及在国际地

层学代码上试图去标准化层序地层的概念等方面（详见第一章）。尽管层序地层学缺少凝聚力，但它仍具有广泛基础，地层学家们，无论其背景与专业，都在研究同一岩石，只是研究过程中采用了不同的层序和体系域的定义。这种广泛基础的发生是进行层序地层学基本概念标准化取得实际进展的关键所在，这同样需要科学客观的去克服教条主义与自我主义。

事实上，标准层序地层学正在慢慢实现，通过回顾那些代表这种相对年轻和发展中的学科基础的基本原理，就可以实现。基本上，层序地层分析的是基准面变化带来的沉积响应，以及可容空间与沉积共同作用的沉积趋势变化。基准面变化（可容空间）和沉积是层序地层结构中的“顶梁柱”。因此，这四种基准面旋回上的主要事件，在平衡与公平方法基础上，需要重新说明，以提取层序地层学的精华部分（图 4–7）。

在寻找层序地层学的标准方法过程中，需要考虑以下基本原理：

①层序地层界面必须能够或部分能够作为层序与体系域边界。包括七种层序地层界面组合的定义与四个参照基准面旋回的四个主要事件相关（图 4–7）。这些界面早已建立，尽管它们在模型中的应用和（或）重要程度不同。

②作为沉降样式的函数，基准面变化的规模与时间在盆地内不同位置发生变化。层序地层面与体系域定义（图 4–6、图 4–7）所依据的参照曲线描述了滨线处基准面的变化，而滨线在任一时间均处于盆地内部（详见第七章）。

③参照基准面旋回上的四个主要事件标志着滨线迁移的方向和（或）类型（也就是强制海退、正常海退、海侵；图 3–19、图 4–7）的变化。这些变化控制了所有层序边界和体系域的形成与时间。只有以非海相沉积为主的过充填盆地是个例外，过充填盆地的体系域根据河道和溢岸的结构单元之间的变化来定义。

④岩石记录中层序地层界面的识别与多种数据密切相关。如在缺少岩心资料时，以古土壤为标志的陆上不整合面仅靠钻井资料无法识别。这并不是说“精细”陆上不整合描述要从层序地层界面目录中去除掉，只是简单说明要在岩石记录上指出此面的确切位置可用数据不充分，需要增加其他数据。类似地，浅水序列中的相对应整合面和深水序列中的最大海退面，在仅有露头、岩心和钻井资料，但缺少地震资料时也是不能识别的。

⑤根据案例研究和可用的数据集，识别层序地层界面的潜在困难的存在或合理性是不容不论的。多数情况下，这仅是由于缺乏足够数据的反映。将露头、岩心、钻井和地震等数据进行集成为最有效地应用层序地层方法提供了基础。

⑥不同成因的（即强制海退、正常海退、海侵）沉积物在数据允许时，需要划分到不同的体系域，这是层序地层预测方面的关键。每种成因的楔形体（体系域）具有不同的沉积分散模式，经济沉积物的分布与类型也是如此（图 5–7、图 5–14、图 5–26、图 5–27、图 5–44、图 5–56、图 5–57）。

⑦与沉积作用无关的层序地层边界（即下降开始和下降终止时的“相对应整合面”）比那些标志着海退结束和海侵开始的面（即最大海退面与最大洪泛面，图 3–19、图 4–7）更接近于时间线（见第七章）。

⑧岩石记录中的最高频（最低级别）旋回反映沉积趋势的真实变化。所有高级别旋回都代表了总体趋势，是不同尺度观测的真实相转换的近似（图 8–2）。低级层序界面叠加于高级层序界面上，不会改变后者在大格架内的地层意义。根据特定级别建立的层序地层格

架应相应的包含同级别的层序地层界面。

⑨当两个或多个层序地层界面叠加时，是以最年轻的面来定名。

目前，国际地层代码中缺少正式的层序地层概念，其主要原因是对于同一地层记录，对其进行层序与体系域解释时，概念的术语和样式上存在着细微差别（图 1–6、图 1–7）。在命名特定层序地层界面之间的地层组合时，不同模型有着不同的选择（图 1–7），这就是为什么体系域的命名不如准确识别滨线迁移类型那么重要，滨线迁移与特定的地层组合有关。甚至在选择哪个界面（或界面组合）作为“层序边界”（图 6–1、图 6–2）都有很大的主观性，在某种意义上没有多大价值；因为对层序地层边界和地层成因的准确解释远比层序地层方法的成功应用更为重要。无论所选模型如何，层序地层的“脉动”基本上被滨线迁移所表征，滨线迁移的类型与时间控制了所有体系域与边界面的形成。除命名上的优势外，滨线迁移的每个阶段（正常海退、强制海退与海侵）分别对应着一种体系域的形成，每种体系域在沉积盆地内具有独特的过程与产物（见第五章）。这些基本原理在所有模型中普遍存在，因此也适用于标准层序地层学方法。

除了这些争论和分歧外，Mitchum（1977）最初提出的“层序”的定义仍然适用于所有层序地层分析方法，因此建议保持其“普遍性”，不包含特殊涵义，且不考虑（陆相或海相）不整合和相对应整合（强制性海退基面、相对不整合面、最大海退面或最大洪泛面）的性质。这种方法与不连续边界的异型地层单元的正式定义相类似（具普遍性，依赖于从业者对“不连续性”的判断），提供了层序地层概念标准化的第一步。一旦“层序”的概念被认同，接下来就是要讨论哪些层序地层界面更适合作为层序边界。第六章的讨论得出如下结论：对盆地的非海相部分，陆上不整合面是层序边界的最好选择，它对应了层序地层序列中最重要的间断，并分隔有成因联系的地层。在盆地的海相部分，Hunt 和 Tucker（1992）提出的相对应整合面是唯一能代表陆上不整合面在时空上向盆地方向的终止的真正的层序地层界面。因此，在定义整个沉积盆地的层序边界时，这个面被作为陆上不整合的对应部分。这种选择被应用于沉积层序模型 III 和 IV 中（图 1–6、图 1–7）。再次强调，层序边界的选择在某种程度上是任意的，因此，与准确识别层序地层界面和其间地层的成因相比，层序边界的选择并不那么重要。

第四节　总结与结论

层序地层学是一种在时间格架内分析沉积岩石记录的现代方法（图 1–8）。经过一个多世纪的概念发展，事实上，许多“第一原理”早已在沉积地质学中定义，远早于在地震地层学或层序地层学在文献中的描述。层序地层学的这些基本概念中，沉积基准面变化的重要性早在 19 世纪就已被认识到（Gilbert，1895；Barrell，1917；Wanless 和 Shepard，1936；Wheeler 和 Murray，1957），而“层序”作为一个以不整合为边界的单元，其概念的形成仅有几十年（Wheeler，1959；Sloss，1962，1963）。在此基础上，层序地层学的改进包括对体系域的识别与解释（Brown 和 Fisher，1977；图 1–9）、地震数据与岩石数据的集成以得到岩石记录广泛连续的映像（Payton，1977；Posamentier 和 Allen，1999）。这些改进代表了对沉积岩石记录理解的显著提高，促进了沉积地质学的发展，并被描绘成第三次

和最新的一次沉积地质学的范例（Miall，1995；详见第一章）。

因此，层序地层学在进行沉积盆地充填分析方法的演化过程中，即不是第一步，也不是最后一步。随着概念和技术的提高，为解决学术或经济问题所建地质模型的复杂性与准确性也在增加。经典地质提供了沉积地质“第一原理”的理解方式，仍是我们今天认识的基础（图 2–1）。导致和影响现代层序地层学发展的基础包括如下概念：基准面（19 世纪）、不整合为界的层序（20 世纪五六十年代）、流动体系（20 世纪五六十年代）、板块构造（20 世纪 60 年代）、盆地分析（1970 年）、地震地层学（20 世纪 70 年代）以及体系域（20 世纪七八十年代）。现在层序地层学在 20 世纪 80 年代得到大发展，其部分原理仍在不断修正。

20 世纪 90 年代开始，三维地震数据获取与处理技术得到了很大提高，受此影响，与层序地层学平行的地震地貌学也得到了大发展。如 Posamentier（2000，2004a）的定义，地震地貌学利用三维地震数据进行沉积体系的成像与单元划分。而地震地貌学可以独立于基准面控制的地层结构格架进行，也可以很好的与层序地层学相结合，建立综合模型，此模型包括剖面图（经典地震地层学：反射终止、地层不连续、反射几何形态及推测的沉积体系）和平面图（地震地貌学：地质特征、特殊沉积体系与沉积单元的成图）。这种沉积盆地充填的三维控制在新区勘探到产区开发的任何时期都很重要，因为它能够提高沉积相预测的精度。

层序地层学下一步将如何发展很难预测，最近的研究主要集中在减少地层模型和解释过程中出现的误差，从勘探到开发的各个阶段都是如此，就如同削减勘探和开发过程中的花费一样。随着地震地貌学的引入，技术的发展将引导基础领域的研究取得成果。如运用电测井建立的虚拟岩心模拟（微电阻率成像；图 2–30）代表了一种沉积结构重建（了解沉积 / 地层的过程）的新技术，通过提供连续的虚拟钻孔岩心，可以将精度提高到毫米级，从而消除实际钻孔的开销。这些新技术与数据集与层序地层学相结合将会提高我们对沉积盆地充填结构和演化的认识。

最后，实际情况远比我们所能模拟的情况复杂，因此，在试图寻找适合所有层序地层模型的预测模式时，应要保持开放的心态。在特定背景下，如沉降样式、沉积物供给、地形梯度等，层序地层学原理为我们认识沉积相与时间的关系提供了理论指导。但这些环境在不同的沉积盆地中会发生明显改变，因为每个构造背景在沉降机制、沉积物供给和分散样式、自然地理学等方面都是唯一的。这是目前应用的不同模型在观点上产生混乱的主要原因之一，因为使用者是从不同沉积环境中的案例进行分析得出的结果。不同构造背景下形成的层序地层结构不同，对其相似性与差异的研究将有助于建立一个更广阔的理论平台，将现有观点都包容在内。这种综合目前正在不断提出，将构造背景变化添加到层序地层模型进行综合与合并，代表着层序地层学的下一步演化。